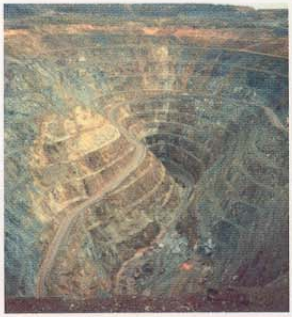
Р.Ф. Абдрахманов



# ГИДРОГЕОЭКОЛОГИЯ БАШКОРТОСТАНА

Cu Pb Cr Hg As

$C_6H_3(OH)_3$

$HCO_3^-$

$NH_4^+$ $NO_2^-$ $NO_3^-$

Li

Br

Sr B

Th $Na^+$ $Cl^-$ $SO_4^{2-}$ $CN^-$

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК**
УФИМСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт геологии
Башкирский государственный аграрный университет

**Р.Ф. Абдрахманов**

# ГИДРОГЕОЭКОЛОГИЯ БАШКОРТОСТАНА

Уфа — 2005

УДК 556.3 (470.57)
**Абдрахманов Р.Ф.** Гидрогеоэкология Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2005. 344 с.

ISBN

В монографии анализируются результаты эколого-гидрогеологических исследований, ориентированных на охрану и рациональное использование подземных вод в районах деятельности нефтедобывающих, горнодобывающих, агропромышленных предприятий и промышленно-урбанизированных территорий. Рассматривается формирование химического состава подземных вод под влиянием техногенеза.

Книга предназначена для специалистов в области гидрогеологии, геоэкологии и водного хозяйства. Рекомендуется в качестве учебного пособия студентам ВУЗов направления природообустройства и геолого-географического профиля.

Табл. 47; Илл. 99. Библиогр. 206 назв.

Ответственный редактор:
доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАЕН В.Г. Попов
Рецензенты:
доктор технических наук Н.С. Минигазимов
кандидат геолого-минералогических наук В.И. Мартин

**Abdrakhmanov R.Ph.** Hydroecology of Bashkortostan. Ufa: Informreklama, 2005. 344 p.

This study presents the results of ecological and hydrogeological research of subsurface water in oil-extracting, mining, farming and industrial areas and shows the necessity of protection and rational use of water. By carrying out nature and experimental study we have examined peculiarities of the chemical substance of subsurface water, changes in its salt compounds, renewal, absoption and other properties of argillaceous rocks undergoing technogenesis.

ISBN

© Р.Ф. Абдрахманов, 2005
© РА «Информреклама», 2005

# ВВЕДЕНИЕ

Ухудшение экологической обстановки в мире приобрело глобальный характер и стало реальной угрозой дальнейшему развитию человеческой цивилизации. В своей основе оно имеет антропогенную природу. В результате постоянно возрастающей добычи и использования энергоресурсов и минерального сырья, создания крупных химических производств, не обеспеченных в должной мере надежными очистными сооружениями, и других видов хозяйственной деятельности во все возрастающих масштабах происходит деградация природных систем жизнеобеспечения. Оценивая деятельность человека, академик В.И. Вернадский [1934] отмечал удивительную быстроту роста его геохимической работы: человек изменяет геохимическую историю минералов, образует новые соединения, воспроизводит их в количествах, соизмеримых с масштабами природных процессов.

Техногенез становится решающим фактором преобразования и подземной гидросферы Башкортостана. За последние три-четыре десятилетия он здесь превратился из локального в региональный процесс. Башкортостан вместе с «Большим Уралом» относится к регионам, находящимся на грани экологического кризиса. Подлинные масштабы экологических бедствий здесь еще предстоит оценить, но уже выявленные факты и тенденции внушают серьезные опасения; происходит широкомасштабная деградация естественных экосистем [Абдрахманов, 1993; Большаков, Садыков, 1988; Крайнов и др., 2004; Осипов, 2003].

Башкортостан в промышленно-экономическом отношении — один из наиболее развитых регионов Урало-Поволжья, в пределах которого, благодаря богатым природным ресурсам, возник ряд крупных нефтегазо- и горнодобывающих, нефтеперерабатывающих, нефтехимических и других комплексов. Здесь расположен ряд крупных нефтяных месторождений (Туймазинское, Шкаповское, Арланское и другие «Второго Баку»), эксплуатирующихся в течение 50–70 лет. В последнее время для повышения нефтеотдачи пластов широко используется нагнетание в них попутных рассолов, промышленных стоков и пресной воды, а также кислотные, тепловые и другие методы воздействия. Эти мероприятия позволили дополнительно извлечь из земных недр несколько десятков миллионов тонн нефти. Вместе с тем они, как установлено,

с одной стороны, способствуют истощению ресурсов пресных подземных и поверхностных вод, с другой — их загрязнению.

В Башкирском Зауралье уже несколько десятков лет эксплуатируются золоторудные, колчеданные и другие месторождения (Бурибайское, Сибайское, Учалинское и др.). Предприятия переработки руд являются значительными загрязнителями природных вод различными металлами первого – третьего класса токсичности.

Важную роль в экономике республики играет и многоотраслевое сельское хозяйство. Интенсификация сельскохозяйственного производства, сопровождающаяся строительством крупных животноводческих комплексов, химизацией земель и созданием перерабатывающих предприятий, также ведет к загрязнению природных вод и, в целом, к ухудшению экологической обстановки в регионе. В значительных размерах загрязнение и истощение ресурсов природных вод в республике происходят и при других видах хозяйственной деятельности.

В городских агломерациях отрицательную роль в ухудшении гидрогеохимического состояния верхних водоносных горизонтов играют промышленные стоки с содержащимися в них вредными, в том числе высокотоксичными (диоксины, бенз(а)пирен, фенолы, соли тяжелых металлов и пр.) веществами.

Совершенно очевидно, что дальнейшее развитие производств определяется главным образом количественным и особенно качественным состоянием водных ресурсов. Первостепенное значение при этом играют ресурсы пресных подземных вод, сосредоточенные в самой верхней части осадочной толщи бассейна (мощностью около 100 м) и являющиеся основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения. Вместе с тем большую ценность представляют и залегающие в более глубоких частях бассейна минеральные (лечебные и промышленные) воды, которые также подвержены качественному изменению под влиянием процессов техногенеза.

В основу работы положены результаты многолетних (1970–2004 гг.) исследований автора на территории Южного Урала и Предуралья. В ней также широко использованы опубликованные и фондовые материалы по гидрогеологии, геохимии и геоэкологии этого региона. Глава 5 написана в соавторстве с В.Г. Поповым, глава 6 — с Р.М. Ахметовым, раздел 7.3 — с Б.Н. Батановым.

При подготовке рукописи к изданию большую помощь оказали научные сотрудники А.О. Полева, Р.М. Ахметов, А.П. Черников, которым автор выражает свою признательность. Автор глубоко благодарен доктору геолого-минералогических наук, профессору, академику РАЕН В.Г. Попову за многолетние совместные гидрогеологические исследования в Башкортостане, советы и помощь в подготовке рукописи к изданию.

# Глава 1.
# ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

## 1.1. Рельеф

Территория Республики Башкортостан характеризуется сложным геолого-геоморфологическим строением [Рождественский, 1971]. Большая по площади западная часть ее принадлежит Русской платформе с равнинным рельефом земной поверхности (восточная часть Русской равнины), а центральная и восточная части относятся к Уральской складчатой области, выраженной здесь низко- и среднегорным рельефом Южного Урала, за исключением узкой окраинной восточной полосы, имеющей характер приподнятой равнины (Зауралье).

*Рельеф Западного Башкортостана* представляет собой пологоволнистую, местами увалистую равнину, приподнятую над уровнем моря в среднем на 250–300 м. Она состоит из ряда крупных возвышенностей и понижений рельефа (рис. 1). К первым относятся Белебеевская возвышенность (абс. выс. до 481 м), Приуральский Общий Сырт (до 450 м) и Уфимское плато (до 517 м), а ко вторым — Камско-Бельское, Юрюзано-Айское и Бельское понижения. Главная река — Белая.

***Белебеевская возвышенность*** является юго-восточной частью более крупной Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Она выражена крупным выступом рельефа на юго-западе Башкортостана, простирающимся с северо-запада (от р. Ик, левого притока р. Камы) на юго-восток (до границы с Общим Сыртом). Вершинная поверхность ее пологоволнистая, платообразная, ограниченная местами ступенчатыми и крутыми склонами. Средние абсолютные отметки возвышенности 300–400 м. Крупный левый приток р. Белой — р. Дема разделяет возвышенность на две части: северо-западную (собственно Белебеевскую, максимальная абсолютная отметка 420 м) и юго-восточную (Стерлибашевско-Федоровскую, максимальная абсолютная высота 481 м). Вместе они нередко называются Белебеевско-Стерлибашевской возвышенностью. На Белебеевской возвышенности зарождаются и протекают по ее склонам левобережный приток р. Камы — р. Ик и многочисленные левобережные притоки р. Белой — реки Сюнь, База, Чермасан, Дема, Уршак, Куганак, Стерля, Ашкадар и др. На ней находятся самые крупные озера Южного

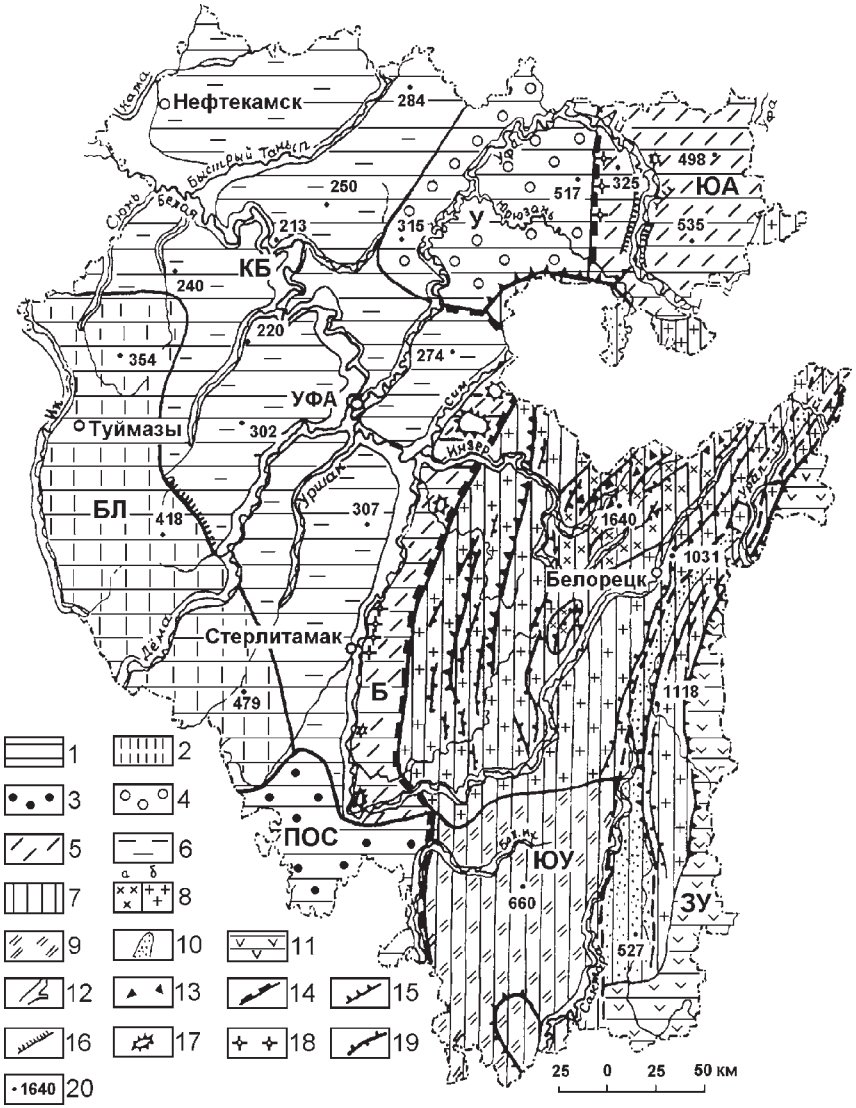



**Рис. 1. Геоморфологическая карта Башкортостана (по А.П. Рождественскому [Карст..., 2002])**

***Восточная часть Русской равнины*** (1): 2 — Белебеевская возвышенность (БЛ), 3 — возвышенность Приуральского Общего Сырта (ПОС), 4 — Уфимское плато (У), 5 — предгорные равнины: Юрюзано-Айская (ЮА), Бельская (Б), 6 — Камско-Бельское понижение (КБ). ***Южно-Уральские горы*** (7): 8а — среднегорье с абсолютными высотами выше 1000 м (до 1640 м), 8б — низкогорье с абсолютными высотами от 500 м до 1000 м; 9 — Южно-Уральское плоскогорье (ЮУ); 10 — внутригорные понижения. 11 — Зауральский пенеплен (ЗУ).

Предуралья — Аслыкуль (абсолютная высота 204 м) и Кандрыкуль (абсолютная высота 164 м). В строении ее участвуют казанские, уфимские и кунгурские породы пермской системы. Они включают прослои водорастворимых осадков (известняки, мергели, гипсы и др.), с которыми связаны многочисленные проявления поверхностного и подземного карста.

***Возвышенность Приуральского Общего Сырта*** образует широтное Сакмаро-Бельское междуречье на крайнем юге Западной Башкирии; по ней проходит главный водораздел Южного Предуралья между бассейнами рек Белой и Урала. Вершинная поверхность возвышенности имеет полого-увалистый валообразный характер, средние высоты ее составляют 300–380 м и увеличиваются до 400–500 м в восточном направлении, к горам западного склона Южного Урала, где рельеф возвышенности более пересеченный, грядово-холмистый. Северный склон ее круче и уже южного, расчленен многочисленными левыми притоками р. Белой (Иртюбяк, Ужи, Меню, Кривля, Бальза, Мелеуз и др.). Сложен Общий Сырт терригенными, карбонатными и галогенными породами пермского возраста и характеризуется широким развитием карста. Более молодые преимущественно терригенные породы мезозоя (триас, юра, мел) и кайнозоя (палеоген, неоген) имеют ограниченное распространение; они встречаются главным образом в эрозионно-карстовых и тектонических грабенообразных впадинах.

***Уфимское плато*** находится на севере Башкортостана. Оно представляет собой вытянутую по меридиану, сужающуюся и понижающуюся с юга на север возвышенность. Абсолютные высоты его в среднем составляют 380–460 м, а отдельные вершины достигают 500 м и более (максимальная высота — 517 м). Поперечный профиль плато резко асимметричный: его осевая водораздельная линия сильно приближена к крутому восточному склону, выраженному четким уступом рельефа относительной высотой 100–150 м, обращенным на восток к Юрюзано-Айской депрессии Предуральского прогиба. Западный склон, широкий и пологий, плавно сливается с Прибельской увалисто-волнистой равниной Камско-Бельского понижения. Плато расчленено глубокими, узкими, часто каньонообразными долинами рек Уфа, Ай, Юрюзань и др. Они врезаны в толщу карбонатных пород раннепермского возраста, что обусловило широкое развитие здесь карста.

---

12 — речные долины наиболее крупных рек с комплексом плиоценовых и четвертичных террас; 13 — районы распространения гольцовых террас и курумов (каменные реки). 14–18 — отдельные формы рельефа: 14 — уступы рельефа, обусловленные изгибами слоев горных пород;15 — уступы рельефа, обусловленные разрывными нарушениями; 16 — денудационные уступы; 17 — эрозионно-денудационные останцы; 18 — изолированные возвышенности рифовых массивов; 19 — осевые линии наиболее крупных хребтов; 20 — абсолютные отметки рельефа (м).

***Камско-Бельское понижение*** занимает центральную часть Западного Башкортостана со средними абсолютными высотами 100–250 м. Оно вытянуто с северо-запада на юго-восток и в целом повышается в том же направлении. По всему периметру, за исключением северо-западной прикамской части, оно окружено платформенными возвышенностями — Белебеевской на юго-западе, Приуральским Общим Сыртом на юге, Уфимским плато на севере и низкогорьем западного склона Южного Урала на востоке. В осевой зоне понижение пересекается главной рекой Башкирии — Белой и ее притоками.

Левобережные Бельские притоки многочисленны (реки Стерля, Ашкадар, Куганак, Уршак, Дема, Кармасан, Чермасан, База, Сюнь и др.), текут в общем северо-северо-восточном направлении. Разделяющие их пониженные междуречья имеют уплощенный полого-увалистый рельеф с абсолютными отметками 110–200 м. Сложено левобережье в основном кунгурскими и уфимскими породами с присутствием в их составе прослоев гипсов и известняков, являющихся причиной сильной закарстованности территории. Плиоценовые и четвертичные осадки выполняют погребенные миоценовые и раннеплиоценовые врезы — палеодолины Белой и ее крупных притоков и современные долины этих рек.

Правобережная часть Камско-Бельского понижения имеет более разнообразный и пересеченный рельеф, особенно на восточном предгорном участке Бельской равнины. Средние высоты правобережья 150–280 м, отдельные положительные формы рельефа (гряды, останцы и др.) местами достигают и превышают 350–400 м.

Характерной особенностью рельефа правобережной территории являются эффектные горы-одиночки в районе г. Стерлитамака (шиханы Юрматау, Куштау, Шахтау, Тратау), образованные выведенными на поверхность нижнепермскими рифовыми известняками, а также цепочка изолированных гор и хребтиков на участке от р. Сим на севере до широтного колена р. Белой на юге, сложенных терригенными грубообломочными породами перми и нижнего триаса (горы Бака, Ману, Магаш, Курбантау, Зиргантау, Бугульчанская и др.).

Краевую восточную часть Камско-Бельского понижения пересекают нижние отрезки рек, зарождающихся в соседней горной части Башкортостана (реки Нугуш, Селеук, Зиган, Усолка, Зилим, Сим с притоками Инзер, Курт, Лемеза и др.). Участок к западу от р. Сим образует междуречье Сима и нижнего течения р. Уфы. Оно имеет равнинный полого-выпуклый увалистый рельеф, расчлененный левобережными притоками р. Уфы — реками Салдыбаш, Лобовка, Таушка, Юрмаш и др. Его средние высоты составляют 150–200 м (максимальные до 270 м). В районе г. Уфы и западнее до г. Бирск рельеф правобережья холмисто-увалистый. Столица Башкортостана г. Уфа расположена на плоском платообразном возвышении рельефа с крутыми склонами, ограниченном

с запада, юга и востока долинами рек Уфы и Белой («Уфимский полуостров»). К западу от меридиана г. Бирск правобережная часть Камско-Бельского понижения заметно расширяется, достигая наибольшей выравненности в углу, образованном слиянием р. Белой с р. Камой. Это низменная равнина с общим уклоном к Белой и Каме, ее центральная и южная части заняты бассейном крупного Бельского притока — р. Быстрый Танып, а северная принадлежит бассейну Камского притока р. Буй.

Широкое распространение карстовых форм рельефа на территории Камско-Бельского понижения составляет ее характерную геоморфологическую особенность.

***Юрюзано-Айское понижение*** находится на северо-востоке Башкортостана в пределах Предуральского прогиба; оно граничит на западе с Уфимским плато, на востоке с низкогорьем Уфимского амфитеатра, а на юге с хребтами Баш-Таш и Каратау, северная граница понижения находится за пределами республики. Понижение представляет собой холмисто-увалистую и грядово-волнистую приподнятую равнину, вытянутую в меридиональном направлении. Рельеф ее усложняется и повышается с запада на восток и с севера на юг — в сторону Уральских гор. Главные реки понижения — Ай и Юрюзань. Первая пересекает его по диагонали с юго-востока на северо-запад, вторая протекает на крайнем юге также с юго-востока на северо-запад. Самая низкая и наиболее выровненная часть понижения расположена вдоль подножия Уфимского плато, от которого отделена крутым меридиональным уступом рельефа высотой до 100–150 м. Она освоена долиной р. Картья-Мелекесс, с несколькими озерными расширениями, заполненными континентальными глинистыми отложениями олигоцен-миоценового, плиоценового и четвертичного возраста. В ряде пунктов от уступа отходят выступы нижнепермских рифовых известняков, имеющих форму куполовидных массивов с плоской вершиной. Местами они отделены от Уфимского плато узкими долинами и превращаются в изолированные горы-одиночки. Это так называемые Дуванские рифы (горы Большая и Малая Тастуба и др.). В западной части понижения распространен погребенный и поверхностный карст в гипсоносных кунгурских отложениях (Улькундинский и Митрофановский участки). Центральная (средняя) часть Юрюзано-Айского понижения характеризуется грядовым рельефом, обязанным существованию здесь нескольких протяженных асимметричных складок субмеридионального простирания, сложенных артинскими, кунгурскими и, частично (на крайнем востоке), каменноугольными отложениями (Месягутовская, Юкаликулевская, Душембековская, Лаклинская и др.). В северном направлении в бассейнах рек Б. и М. Ик они затухают и сменяются монолитными возвышенными платообразными массивами (с максимальными высотами 496–530 м),

в строении которых большое место занимают артинские «белокатайские» конгломераты.

***Рельеф горно-складчатой территории Башкирского Урала.*** К Южному Уралу приурочен самый крупный по площади и второй по высоте район современного Уральского горного пояса. Его ширина достигает максимума на широте г. Аши и составляет почти 190 км. К северу и югу отсюда происходит сужение Южноуральских гор соответственно до 40–50 км. Протяженность горного рельефа на Южном Урале около 520 км. Средние абсолютные высоты гор — 700–1000 м, высшая точка г. Ямантау — 1640 м над уровнем моря.

По строению рельефа Южный Урал разделяется на два района — больший северный и меньший южный. Для северного района характерен типичный низко- и среднегорный хребтовый, а для южного — низкогорный плоскогорный рельеф. Граница между ними проходит примерно по широтному течению р. Белой.

На обширном пространстве северного района Южного Урала расположено несколько (до 8–12) параллельных горных цепей, составными звеньями которых служат отдельные хребты, следующие друг за другом, либо кулисообразно заходящие друг на друга. Цепи ориентированы в общем субмеридиональном и меридиональном («уральском») направлении и разделены межгорными понижениями, освоенными продольными речными долинами; каждый хребет цепи от соседнего отделен поперечными субширотными и широтными долинами. В совокупности долины образуют характерную для Южного Урала решетчатую речную сеть.

В пространственном расположении Южноуральских гор исключение составляет Каратауский горный массив, хребты которого (Каратау — максимальная абсолютная высота 691 м, Аджигардак — 734 м, горы Воробьиные — 623 м и расположенные южнее хребет Гребень — 657 м, горы Березовая — 665 м, Лавки — 829 м и хребет Амшар — 947 м) образуют уникальный для Южного Урала ансамбль субширотных и широтных («антиуральских») и дугообразных хребтов и возвышенностей.

Среди крупных хребтов «уральского» простирания следует отметить Алатау (845 м), Калу (858 м), Зильмердак (909 м), Зигальга (1427 м), Белягуш (934 м), Нары (1327 м), Б. Шатак (1271 м), Уварся (1080 м), Юша (1116 м), Машак (1183 м), Кумардак (1138 м), Бакты (1037 м), Аваляк (1291 м), Ягодный (1205 м), Крака (1048 м), Уралтау (1068 м), Ирендык (987 м), Крыкты (1118 м), Куркак (1008 м). В северной части западного склона Башкирского Урала находятся самые высокие горные массивы Южного Урала — Ямантау (1640 м) и Иремель (1586 м), вершинная поверхность которых осложнена грядами субширотного простирания. Наиболее протяженный хребет Южного Урала — Уралтау (до 360 км) является главным водоразделом, разделяющим бассейны рек

Белой и Урала. Он делит Южный Урал на западный и восточный склоны. По площади западный склон намного превосходит восточный: здесь сосредоточены почти все горные цепи и межгорные понижения, тогда как на восточном склоне имеется одна крупная цепь, состоящая из хребтов Ирендык, Крыкты и Куркак. Занимая положение главного водораздела, хребет Уралтау, однако, не является самым высоким хребтом Южного Урала: его средние абсолютные отметки составляют 700–900 м, а среднегорный рельеф с высотами, превышающими 900–1000 м и более, находится на западном склоне и приурочен в основном к крупной положительной тектонической структуре — Башкирскому поднятию.

К западному склону приурочена разветвленная речная сеть Южного Урала, принадлежащая бассейнам правобережных притоков р. Белой (Уфа, Ай, Юрюзань, Сим, Лемеза, Б. и М. Инзер, Катав, Зилим, Усолка, Зиган, Нугуш и др.) и правобережному притоку Урала — р. Сакмаре и ее притокам (рекам Куруил, Касмарка, Б. Ик и др.). Горные реки на поперечных участках пересечения хребтов характеризуются глубоким врезом, развитием коренных меандр, V-образным, местами каньонообразным строением долин, чем отличаются от рек, протекающих по межгорным понижениям.

Для Южного Урала свойственно преобладание относительно выровненных вершинных поверхностей большинства хребтов и горных массивов и их ярусное расположение, образующее характерную ступенчатость рельефа, обязанную существованию разновозрастных и разновысотных поверхностей выравнивания. Наиболее высокие хребты (выше 1000–1100 м) несут на себе яркие свидетельства проявления морозной альтипланации в виде гольцовых террас и каменных россыпей, дающих начало «каменным рекам» — курумам (например, на массиве г. Иремель, хр. Таганай и др.).

Вследствие выровненности вершинной поверхности высоких горных массивов и хребтов, на них происходит скопление атмосферных вод и заболачивание значительных по площади участков, где берет начало ряд крупных рек Южного Урала, таких как Белая, Ай, Юрюзань, Б. и М. Инзер, Урал и др. Характерная особенность этих рек заключается в том, что долины в верховьях расширены, неглубоко врезаны, имеют спокойное течение, и только ниже, вступая на склоны массивов и хребтов, они становятся типичными горными реками с неуравновешенным быстрым течением, перекатами и перепадами, местами с водопадами, общим глубоким врезом.

К югу от широтного отрезка р. Белой в пределах южного района находится Южно-Уральское плоскогорье, сложенное в основном палеозойскими и допалеозойскими породами. Характерная геоморфологическая особенность его состоит в том, что при сложной складчато-блоковой структуре рельефообразующих пород вершинная поверхность

его отличается сильной выровненностью, уплощенностью, мягкими полого-увалистыми формами; она имеет общий уклон с северо-востока на юго-запад и юг; средние абсолютные отметки плоскогорья составляют 450–600 м, а максимальные лишь местами (в северо-восточной части) несколько превышают 700 м. В то же время, густая речная сеть плоскогорья отличается глубоким врезом, многие долины имеют V-образную форму и быстрое течение рек.

Плоскогорье включает в себя район с наиболее выровненной вершинной поверхностью, сложенный палеозойскими отложениями, называемый Зилаирским плато, и прилегающий к нему с востока полого-волнистый участок Уралтауского поднятия, образованный рифейскими породами.

Крайняя восточная горная цепь Южного Урала, образуемая хребтами Ирендык, Крыкты и Куркак, принадлежит Магнитогорскому мегасинклинорию, сложенному осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами палеозойского возраста. На западе она граничит с межгорным понижением, отделяющим ее от хребта Уралтау и Южно-Уральского плоскогорья. В строении наиболее расширенной южной части этого понижения — Баймак-Таналыкской депрессии — участвуют, наряду с палеозойскими породами, континентальные триасовые, юрские, нижнемеловые и морские верхнемеловые и палеогеновые отложения. Они играют важную выравнивающую геоморфологическую роль.

***Рельеф восточной предгорной зоны и Зауральского пенеплена.*** К востоку и северо-востоку от горной цепи Ирендык – Крыкты – Куркак расположена узкая меридиональная полоса грядово-сопочного рельефа восточного предгорья Южного Урала, сменяющаяся далее к востоку обширными равнинными пространствами Зауральского пенеплена со средними абсолютными высотами 400–500 м. Рельеф данной полосы определяется наличием разобщенных, вытянутых в субмеридиональном направлении гряд, хребтиков и сопок, сложенных палеозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами (горы Бугылыгыр, Чуваштау, Улузбиик, Биягода, Ташты, Курятмас, Кутантау, Узункыр, Ялай Устубиик, Утканташ, Шаулама и др.). В целом предгорная полоса грядово-сопочного рельефа образует переходную зону от гор Южного Урала к равнинам Зауралья. В ее западной части развит более пересеченный рельеф, чем в восточной. Восточный склон и предгорная зона Южного Урала орошаются рядом больших и малых правых притоков р. Урал (реками Миндяк, Мал. Кизил, Янгелька, Бол. Кизил с притоком Худолаз, Бол. Уртазымка и др.).

Восточная предгорная зона Южного Урала богата озерами (Култубан, Уляндыкуль, Улянды, Атавды, Чебаркуль, Мулдаккуль, Суртанды, Банное, Узункуль, Ургун, Калкан, Белое, Аушкуль и др.).

К востоку от предгорной озерной полосы расположена область Зауральского пенеплена. В границы Башкортостана Зауральский пенеплен заходит отдельными небольшими участками. Поверхность его плоская, полого-волнистая с общим уклоном на восток. Она срезает породы рельефообразующего палеозойского субстрата на самых различных структурных и стратиграфических уровнях. Пенеплен — область развития в основном денудационного рельефа, наряду с которым на сниженных междуречьях развиты участки цокольной равнины с фрагментами уцелевшей от размыва мезозойской и палеогеновой коры выветривания. Речная сеть пенеплена представлена в основном левыми притоками р. Урал (реки Гумбейка, Зингейка, Б. Караганка) и многочисленными левыми притоками р. Тобол, имеющими общий сток в восточном направлении (Увелька, Уй, Тогузак, Карталыаят, Карагайлыаят, Синтасты и др.).

## 1.2. Климат

Климат территории Башкортостана определяется характером взаимодействия радиационных и атмосферно-циркуляционных процессов с земной поверхностью. Северная часть республики характеризуется влажным, а южная — недостаточно влажным типом климатических условий.

По данным Башкирской гидрометеослужбы (1970–2003 гг.), лето умеренно теплое, со средней июльской температурой воздуха +16,5 ... +20,0°С, а зима умеренно суровая и снежная: средняя температура января –11,6 ... –17,0°С. Среднегодовая температура воздуха изменяется от +1,7 до +3,6°С (табл. 1). Наблюдаются резкие температурные колебания от –53,6°С (Аскино, 1979 г.), –52,2°С (Караидель, 1979 г.) зимой до +40,8°С (Мелеуз, 1952 г.), +40,7°С (Акъяр, 1968 г., Мраково, 1984 г.) летом. В год выпадает от 340 мм (Акъяр) до 576 мм (Бирск) осадков (табл. 2, рис. 2). Осадки теплого полугодия в 2–3 раза превышают осадки холодного периода.

Территория республики характеризуется радиационным индексом сухости от 1,2–1,6 (северная половина) до 0,7–1,0 (южная половина), суммарной температурой воздуха от 1650–1800 до 2000–2350°С. Продолжительность солнечного сияния (табл. 3) в среднем за год составляет от 1803 (ст. Дуван) до 2401 часа (ст. Акъяр). В отдельные годы продолжительность солнечного сияния снижается до 1449 (ст. Дуван, 1993 г.) и возрастает до 2699 часа (ст. Акъяр, 1991 г.).

На территории республики, имеющей протяженность с севера на юг более 550 км, количество солнечной энергии возрастает от 3855 до 4400 МДж/м$^2$ в год, то есть в среднем на 100 МДж/м$^2$ в год на 1° широты.

Радиационный режим в Башкортостане изучается только на метеостанции Кушнаренково, расположенной в 59 км северо-западнее г. Уфы [Климат Уфы, 1987]. Годовая сумма солнечной радиации составляет в среднем 4089 МДж/м$^2$. На рассеянную радиацию приходится 49%. В декабре и январе доля прямой радиации не превышает 16%, а с мая по август составляет 53–60%. В годовом ходе максимум месячных сумм освещенности суммарной и прямой радиации приходится на июнь (суммарная

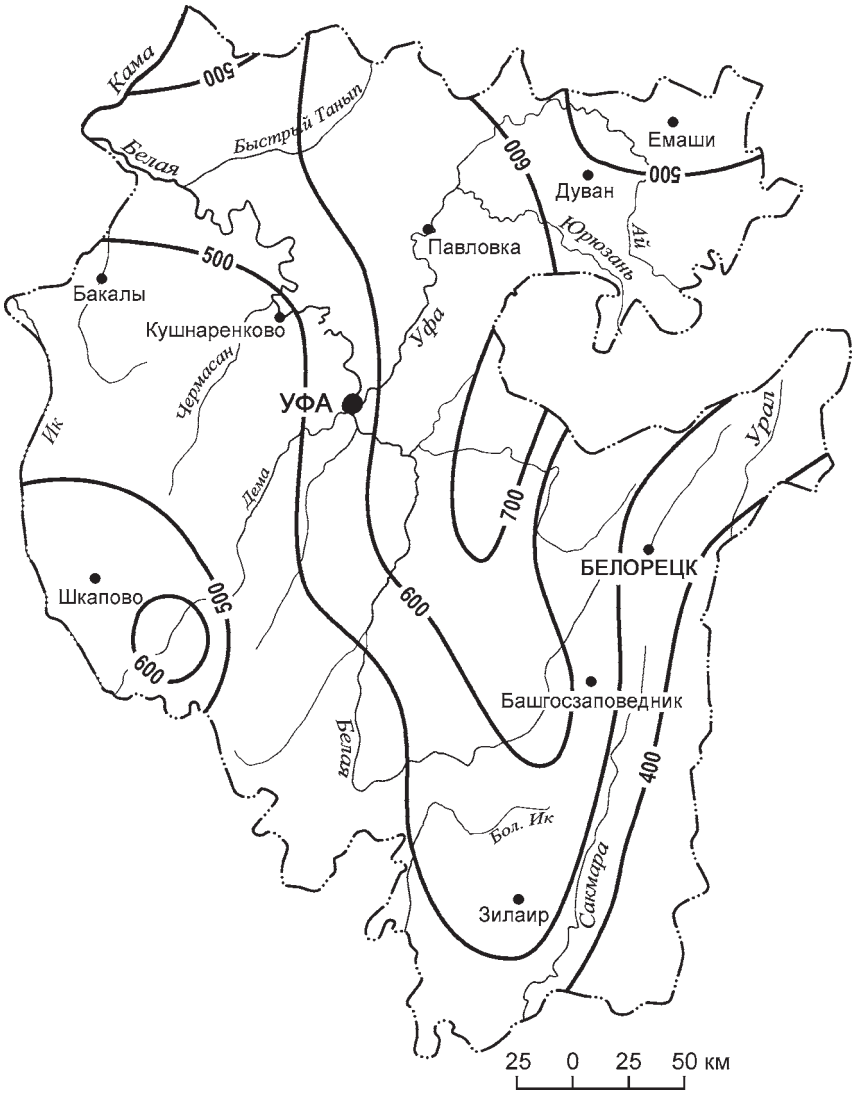



**Рис. 2. Среднее годовое количество осадков, мм**

**Таблица 1**

Средняя месячная и годовая температура воздуха по многолетним данным

| Метеостанция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | за год |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Янаул | –14,4 | –13,1 | –6,8 | 3,7 | 11,9 | 17,1 | 18,5 | 15,8 | 10,1 | 2,8 | –5,5 | –11,0 | 2,4 |
| Дуван | –14,6 | –12,9 | –6,2 | 3,6 | 11,1 | 16,1 | 17,3 | 14,6 | 9,4 | 1,9 | –6,1 | 11,5 | 1,9 |
| Бакалы | –11,6 | –12,7 | –6,5 | 4,8 | 12,8 | 17,3 | 18,8 | 16,2 | 10,8 | 3,3 | –4,6 | –10,5 | 3,2 |
| Бирск | –13,0 | –12,0 | –5,3 | 4,7 | 13,1 | 17,6 | 19,0 | 16,4 | 11,1 | 3,1 | –4,9 | –10,6 | 3,3 |
| Кушнаренково | –17,0 | –12,9 | –6,5 | 5,3 | 13,3 | 17,9 | 19,2 | 16,7 | 11,3 | 3,5 | –4,7 | –10,7 | 3,1 |
| Уфа–Дема | –14,2 | –12,7 | –6,1 | 5,5 | 13,3 | 17,8 | 19,1 | 16,4 | 11,0 | 4,0 | 4,6 | –11,0 | 3,2 |
| Чишмы | –14,1 | –12,8 | –6,4 | 5,5 | 13,5 | 17,8 | 19,3 | 16,8 | 11,3 | 4,0 | –4,6 | –10,8 | 3,2 |
| Буздяк | –13,3 | –11,9 | –5,6 | 5,4 | 13,5 | 17,9 | 19,3 | 16,8 | 11,6 | 3,5 | –4,4 | –10,0 | 3,5 |
| Туймазы | –13,3 | –12,2 | –5,7 | 5,6 | 13,6 | 17,8 | 19,1 | 16,6 | 11,4 | 3,7 | –4,0 | –10,0 | 3,6 |
| Аксаково | –14,2 | –13,0 | –6,7 | 3,8 | 12,5 | 16,8 | 18,2 | 15,8 | 10,5 | 2,4 | –5,4 | –10,1 | 2,6 |
| Стерлитамак | –14,2 | –13,0 | –6,3 | 5,6 | 13,7 | 18,2 | 19,7 | 16,8 | 11,4 | 4,0 | –4,6 | –11,1 | 3,2 |
| Стерлибашево | –13,7 | –12,3 | –6,3 | 4,7 | 13,0 | 17,4 | 18,7 | 16,3 | 11,0 | 3,6 | –4,9 | –10,8 | 3,0 |
| Мелеуз | –14,5 | –13,5 | 6,6 | 5,5 | 14,0 | 18,6 | 20,0 | 17,4 | 11,9 | 3,8 | –4,6 | –11,1 | 3,4 |
| Белорецк | –15,1 | –13,3 | –6,7 | 3,9 | 10,5 | 15,2 | 16,5 | 13,9 | 8,6 | 2,1 | –7,1 | –12,8 | 1,2 |
| Учалы | –14,4 | –13,2 | –6,8 | 4,6 | 10,9 | 15,7 | 16,9 | 14,3 | 9,0 | 1,7 | –6,6 | –12,0 | 1,7 |
| Зилаир | –14,5 | –12,4 | –7,0 | 3,8 | 11,5 | 16,3 | 17,8 | 15,3 | 9,8 | 2,1 | –6,1 | –11,3 | 2,0 |
| Акъяр | –14,8 | –13,4 | –7,9 | 5,5 | 13,5 | 18,7 | 19,4 | 17,7 | 11,9 | 3,8 | –5,5 | –12,9 | 3,0 |

**Таблица 2**

Средняя месячная и годовая сумма осадков по многолетним данным

| Метеостанция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | за год |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Янаул | 30 | 20 | 16 | 18 | 33 | 60 | 77 | 60 | 55 | 51 | 39 | 31 | 490 |
| Дуван | 25 | 20 | 19 | 30 | 40 | 60 | 79 | 68 | 58 | 51 | 36 | 26 | 512 |
| Бакалы | 26 | 20 | 15 | 25 | 29 | 59 | 60 | 57 | 50 | 44 | 35 | 26 | 443 |
| Бирск | 38 | 31 | 22 | 32 | 38 | 64 | 73 | 61 | 62 | 63 | 51 | 41 | 575 |
| Кушнаренково | 30 | 25 | 18 | 29 | 30 | 54 | 62 | 49 | 50 | 2 | 41 | 33 | 477 |
| Уфа – Дема | 43 | 36 | 27 | 35 | 36 | 60 | 59 | 64 | 51 | 63 | 52 | 44 | 571 |
| Чишмы | 27 | 24 | 18 | 28 | 34 | 59 | 62 | 53 | 45 | 49 | 35 | 30 | 463 |
| Буздяк | 23 | 18 | 14 | 23 | 28 | 57 | 66 | 46 | 45 | 41 | 29 | 24 | 408 |
| Туймазы | 22 | 18 | 15 | 22 | 32 | 59 | 64 | 53 | 50 | 41 | 27 | 22 | 425 |
| Аксаково | 40 | 29 | 24 | 29 | 32 | 63 | 58 | 59 | 55 | 58 | 51 | 43 | 542 |
| Стерлитамак | 40 | 28 | 24 | 28 | 38 | 58 | 64 | 62 | 41 | 51 | 40 | 43 | 515 |
| Стерлибашево | 34 | 25 | 24 | 33 | 32 | 52 | 54 | 51 | 43 | 52 | 42 | 39 | 481 |
| Мелеуз | 34 | 23 | 23 | 25 | 33 | 47 | 53 | 46 | 38 | 47 | 40 | 40 | 448 |
| Белорецк | 22 | 18 | 18 | 32 | 38 | 58 | 75 | 65 | 46 | 43 | 31 | 27 | 473 |
| Учалы | 17 | 14 | 17 | 28 | 38 | 62 | 81 | 60 | 30 | 27 | 22 | 19 | 413 |
| Зилаир | 40 | 28 | 28 | 31 | 35 | 59 | 56 | 53 | 48 | 56 | 48 | 45 | 529 |
| Акъяр | 20 | 17 | 21 | 27 | 28 | 43 | 44 | 41 | 26 | 23 | 25 | 25 | 340 |

**Таблица 3**

Продолжительность солнечного сияния (т, ч)

| Метеостанция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | За год |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Янаул | 6–72 / 39 | 25–120 / 75 | 76–272 / 154 | 121–270 / 202 | 204–345 / 279 | 198–380 / 291 | 176–362 / 286 | 170–340 / 232 | 77–201 / 126 | 18–140 / 73 | 16–83 / 37 | 11–51 / 26 | 1566–2062 / 1824 |
| Дуван | 14–88 / 54 | 36–151 / 86 | 96–272 / 166 | 132–289 / 210 | 200–358 / 267 | 191–374 / 278 | 104–334 / 266 | 136–310 / 208 | 66–227 / 134 | 38–117 / 67 | 25–90 / 47 | 14–110 / 39 | 1449–2188 / 1803 |
| Кушнаренково | 12–82 / 49 | 42–137 / 70 | 110–284 / 170 | 151–281 / 205 | 219–342 / 280 | 196–373 / 289 | 152–357 / 282 | 164–331 / 229 | 56–198 / 129 | 56–146 / 53 | 25–93 / 41 | 13–73 / 37 | 1577–2240 / 1893 |
| Дема | 16–78 / 51 | 38–142 / 105 | 79–299 / 172 | 166–308 / 216 | 230–353 / 281 | 216–374 / 294 | 143–353 / 285 | 173–338 / 236 | 62–193 / 146 | 26–133 / 80 | 25–90 / 52 | 9–83 / 34 | 1616–2288 / 1936 |
| Чишмы | 12–85 / 50 | 30–143 / 85 | 94–277 / 163 | 124–259 / 202 | 218–339 / 277 | 203–376 / 278 | 138–347 / 270 | 170–321 / 227 | 45–214 / 137 | 22–136 / 76 | 24–100 / 50 | 15–73 / 38 | 1495–2207 / 1847 |
| Стерлитамак | 9–49 / 27 | 32–115 / 68 | 96–259 / 150 | 158–289 / 213 | 241–344 / 307 | 231–379 / 269 | 166–356 / 265 | 192–321 / 234 | 100–226 / 163 | 40–152 / 85 | 21–78 / 44 | 6–64 / 25 | 1630–2224 / 1911 |
| Стерлибашево | 13–127 / 59 | 42–169 / 98 | 95–293 / 173 | 162–298 / 214 | 217–368 / 260 | 218–358 / 286 | 146–352 / 293 | 178–329 / 243 | 88–228 / 153 | 38–158 / 89 | 28–96 / 53 | 17–92 / 49 | 1642–2390 / 2003 |
| Белорецк | 26–187 / 81 | 63–202 / 120 | 82–293 / 191 | 139–284 / 217 | 224–364 / 276 | 191–342 / 264 | 118–333 / 257 | 150–291 / 213 | 67–235 / 147 | 42–159 / 92 | 31–118 / 64 | 25–97 / 60 | 1691–2361 / 1984 |
| Акъяр | 53–132 / 86 | 85–152 / 86 | 108–291 / 196 | 164–300 / 248 | 230–354 / 301 | 273–385 / 329 | 219–378 / 322 | 249–310 / 274 | 135–273 / 183 | 83–197 / 143 | 52–119 / 91 | 54–96 / 73 | 2090–2699 / 2401 |

Примечание: в числителе — экстремальные значения, в знаменателе — среднее.

674, прямая 406 МДж/м$^2$), а минимум — на декабрь (суммарная 46, прямая 8 МДж/м$^2$). Значительное влияние на распределение солнечной радиации оказывает облачность. Наибольшая облачность в Башкирском Предуралье наблюдается в октябре (до 80%), наименьшая — с мая по август (40–50%).

Биологически наиболее активной является ультрафиолетовая часть спектра. Период ультрафиолетовой недостаточности продолжается на севере республики с середины октября до конца февраля. Период сильной биологической активности ультрафиолетовой радиации, когда поверхности земли достигают солнечные лучи с длиной волны 296–300 нМ, обладающие максимальным эритемным и витаминообразующим действием, продолжается около 4 месяцев и отмечается на севере с третьей декады апреля до третьей декады августа, на юге — с середины апреля до конца августа. В остальное время активность ультрафиолетовой радиации слабая и умеренная. Обеспеченность ультрафиолетовой радиацией оценивается оптимальной со следами ультрафиолетового дефицита в течение месяца (декабрь – январь) и щадящим влиянием на адаптационные системы организма человека [Абдрахманов, Попов, 1999].Климатические условия Башкортостана в широтном направлении претерпевают существенные изменения, вызванные различными формами циркуляции атмосферных масс.

Химический состав атмосферных осадков в значительной степени формирует состав подземных вод, определяет активность карстового процесса. По данным В.А. Балкова [1978], количество осадков, формирующих подземный сток по территории Башкортостана, колеблется от 15–27 мм (21–26% суммы осадков) на Чермасанско-Ашкадарской и Кизило-Таналыкской степных равнинах до 120–170 мм (30–53% осадков) на Уфимском плато и в Инзерско-Симском горном районе. Средний сток по республике составляет 56 мм (8,0 км$^3$).

Характеристика химического состава атмосферных осадков приводится на основе данных Уральского управления гидрометеослужбы [Черняева и др., 1978], литературных данных [Попов, 1976] и материалов автора, полученных по разным регионам Башкортостана [Абдрахманов, 1993]. Минерализация атмосферных осадков в многолетнем плане (табл. 4) по территории республики колеблется в значительных пределах: от 12,9–16,1 (станция Башгосзаповедник, с. Емаши) до 47,0–81,5 мг/л (станция Бакалы, г. Белорецк). В пределах даже небольшой территории, подверженной техногенезу (например, г. Уфа), минерализация осадков колеблется от 8 (южная часть) до 62 мг/л (северная промышленная зона). Средняя минерализация атмосферных осадков по республике 20–32 мг/л (рис. 3).

Химический состав атмосферных осадков отличается большим разнообразием. В анионном составе их преобладают сульфатные ионы —

**Таблица 4**

Химический состав атмосферных осадков [Черняева и др., 1978]

| Метеостанция | Период | Сумма ионов, г/л | Ингредиенты, мг/л, %-экв | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^{+}$ | $K^{+}$ | $HCO_3^{-}$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^{-}$ |
| Емаши | Год | 16,1 | 1,9 | 0,8 | 0,8 | 0,6 | 2,5 | 7,3 | 2,2 |
| | | | 45,0 | 31,3 | 16,6 | 7,1 | 16,1 | 59,6 | 24,3 |
| Дуван | Год | 24,6 | 3,6 | 1,4 | 1,2 | 0,8 | 7,9 | 7,1 | 2,6 |
| | | | 49,1 | 31,3 | 14,2 | 5,4 | 37,2 | 42,7 | 21,0 |
| Павловка | Теплый | 19,4 | 1,9 | 0,9 | 1,7 | 0,1 | 5,1 | 6,7 | 2,3 |
| | | | 45,5 | 35,4 | 9,6 | 9,5 | 29,2 | 48,3 | 22,5 |
| | Холодный | 26,9 | 3,0 | 1,2 | 2,1 | 0,7 | 6,6 | 9,2 | 4,1 |
| | | | 41,9 | 27,7 | 25,4 | 5,0 | 25,9 | 46,2 | 27,9 |
| | Год | 23,1 | 2,4 | 1,0 | 1,9 | 0,8 | 5,8 | 8,0 | 3,2 |
| | | | 39,3 | 26,9 | 27,2 | 6,6 | 27,0 | 47,4 | 25,6 |
| Бакалы | Теплый | 59,2 | 10,2 | 1,8 | 3,6 | 2,3 | 17,5 | 19,4 | 4,4 |
| | | | 58,3 | 17,0 | 18,0 | 6,7 | 35,2 | 49,6 | 15,2 |
| | Холодный | 34,8 | 4,5 | 1,1 | 1,8 | 1,0 | 8,0 | 15,0 | 3,4 |
| | | | 53,6 | 21,7 | 18,6 | 6,1 | 24,3 | 57,9 | 17,8 |
| | Год | 47,0 | 7,4 | 1,4 | 2,7 | 1,6 | 12,8 | 17,2 | 3,9 |
| | | | 57,5 | 17,9 | 18,2 | 6,4 | 31,0 | 52,8 | 16,2 |
| Кушнаренково | Теплый | 24,4 | 4,0 | 0,8 | 1,5 | 0,9 | 6,8 | 6,3 | 4,1 |
| | | | 56,5 | 18,6 | 18,4 | 6,5 | 31,0 | 36,6 | 32,4 |
| | Холодный | 37,6 | 5,5 | 1,1 | 2,1 | 1,3 | 9,5 | 13,4 | 4,7 |
| | | | 56,0 | 18,6 | 18,6 | 6,8 | 27,5 | 49,1 | 23,4 |
| | Год | 31,0 | 4,7 | 1,0 | 1,8 | 1,1 | 8,2 | 9,8 | 4,4 |
| | | | 63,3 | 16,0 | 15,2 | 5,5 | 50,9 | 30,5 | 18,6 |
| Уфа | Теплый | 34,0 | 5,0 | 1,5 | 3,2 | 1,1 | 7,4 | 12,4 | 3,4 |
| | | | 46,3 | 22,8 | 25,7 | 5,2 | 25,5 | 54,3 | 20,2 |
| | Холодный | 28,0 | 3,6 | 1,1 | 2,8 | 0,8 | 5,7 | 10,7 | 3,3 |
| | | | 43,6 | 22,0 | 29,6 | 4,8 | 22,7 | 54,5 | 22,8 |
| | Год | 31,0 | 4,3 | 1,3 | 3,0 | 1,0 | 6,5 | 11,6 | 3,3 |
| | | | 45,0 | 22,4 | 27,2 | 5,4 | 24,2 | 54,8 | 21,0 |
| Шкапово | Теплый | 31,1 | 4,7 | 1,6 | 2,5 | 0,9 | 9,8 | 8,3 | 3,3 |
| | | | 47,1 | 26,5 | 21,8 | 4,6 | 37,7 | 40,5 | 21,8 |
| | Холодный | 36,5 | 4,4 | 1,7 | 2,4 | 0,8 | 9,0 | 14,7 | 3,5 |
| | | | 45,5 | 28,9 | 21,5 | 4,1 | 26,6 | 55,4 | 18,0 |
| | Год | 33,7 | 4,6 | 1,6 | 2,4 | 0,8 | 9,4 | 11,5 | 3,4 |
| | | | 47,3 | 27,2 | 21,4 | 4,1 | 31,5 | 48,9 | 19,6 |
| Белорецк | Год | 81,5 | 12,4 | 5,9 | 2,3 | 1,4 | 21,9 | 33,6 | 4,0 |
| | | | 49,9 | 39,1 | 8,1 | 2,9 | 30,6 | 59,7 | 9,6 |
| Башгосзаповедник | Теплый | 15,3 | 1,4 | 0,7 | 0,9 | 0,8 | 4,0 | 5,5 | 2,0 |
| | | | 37,4 | 31,0 | 20,9 | 10,7 | 27,9 | 48,5 | 23,9 |
| | Холодный | 10,6 | 1,0 | 0,6 | 0,6 | 0,4 | 1,8 | 4,3 | 1,9 |
| | | | 37,0 | 36,3 | 19,3 | 7,4 | 16,8 | 52,0 | 31,2 |
| | Год | 12,9 | 1,2 | 0,6 | 0,8 | 0,6 | 2,9 | 4,9 | 1,9 |
| | | | 37,7 | 30,8 | 22,0 | 9,4 | 23,5 | 50,0 | 26,5 |
| Зилаир | Теплый | 18,2 | 2,7 | 0,9 | 1,3 | 0,7 | 3,2 | 6,5 | 2,9 |
| | | | 48,3 | 25,7 | 19,8 | 6,2 | 19,3 | 50,2 | 30,5 |
| | Холодный | 21,3 | 3,0 | 0,8 | 1,6 | 1,0 | 3,9 | 7,8 | 3,2 |
| | | | 48,1 | 21,2 | 22,4 | 8,3 | 20,3 | 51,3 | 28,4 |
| | Год | 19,7 | 2,8 | 0,8 | 1,5 | 0,8 | 3,6 | 7,2 | 3,0 |
| | | | 48,1 | 22,7 | 22,3 | 6,9 | 20,1 | 51,0 | 28,9 |

30,5–59,6 %-экв (см. табл. 4). Концентрация сульфатов колеблется от 4,3 (Башгосзаповедник) до 33,6 мг/л (г. Белорецк). Второе место занимают гидрокарбонатные ионы — 16,1–50,9 %-экв (1,8–21,9 мг/л). Ионы хлора на третьем месте; их содержание составляет 1,9–4,7 мг/л (9,6–32,4 %-экв). Практически во всех пробах обнаруживаются нитраты в количестве

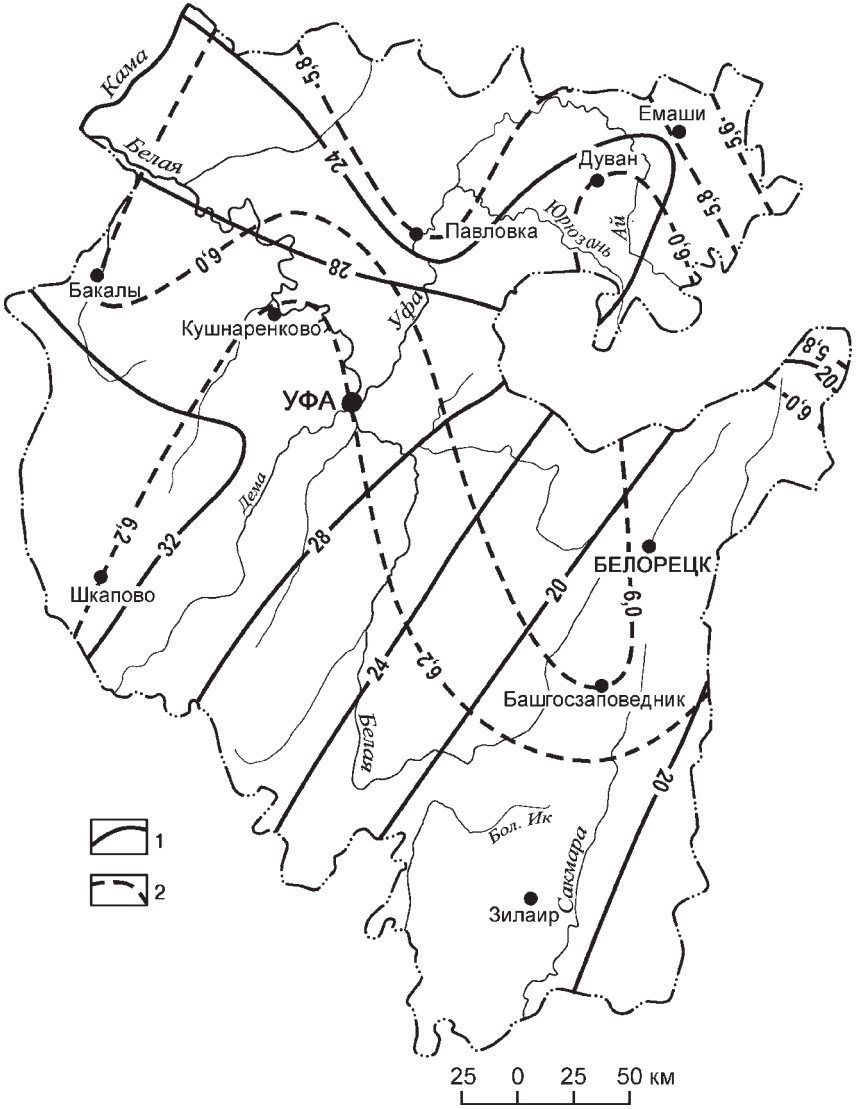



**Рис. 3. Средняя годовая минерализация атмосферных осадков, мг/л (1), и концентрация водородных ионов pH (2) в атмосферных осадках [Черняева и др., 1978]**

0,1–5,8, реже до 10 мг/л. Среди катионов обычно превалирует кальций — 37–63,3 %-экв (1,0–12,4 мг/л). Содержание натрия колеблется от 0,6 до 3,6 мг/л (9,6–29,6 %-экв). Концентрация магния обычно 0,6–1,8 мг/л (16–36,3 %-экв), Белорецкая метеостанция фиксирует его содержание до 5,9 мг/л (см. табл. 4). Концентрация калия 0,4–2,3 мг/л (2,9–10,7 %-экв).

Таким образом, по составу атмосферные осадки являются сульфатно-гидрокарбонатными, гидрокарбонатно-сульфатными, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатными кальциевыми, магниево-кальциевыми, магниево-натриево-кальциевыми, относятся к типу II, реже к типам I и IIIа[1]. Величина pH в течение года колеблется от 3,50 до 7,48. За последние 20 лет, как отмечает С.Н. Волков [1995], произошли существенные изменения экстремальных значений pH и Eh состояния атмосферных осадков, выпадающих в различных районах Урала. Усиление атмотехногенных воздействий привело к сдвигу крайних значений pH как влево (до 2,0), так и вправо (до 9,0). Величина Eh дождевых вод составляет около +350–360 мВ, а снеговых от +210 до +285 мВ, содержание свободной углекислоты 9–16 мг/л.

Приведенные данные свидетельствуют, что атмосферные осадки обладают значительным дефицитом насыщения. По отношению к гипсу дефицит составляет свыше 2,0 г/л, а к известняку — близок к нулю; растворимость $CaCO_3$ в дистиллированной воде при температуре 16°С составляет 0,013 г/л. Но в воде, содержащей $CO_2$, растворимость $CaCO_3$ увеличивается до 0,06, а $CaCO_3 \cdot MgCO_3$ — до 0,126 мг/л. Кислые атмосферные осадки, агрессивность которых еще больше усиливается при их взаимодействии с кронами деревьев и инфильтрации через лесную подстилку и почву, становятся сильно агрессивными к карбонатным породам.

## 1.3. Речная сеть

Речная сеть республики принадлежит к системам Волги, Урала и Оби (см. рис. 1). К Волжскому бассейну относятся левые притоки р. Камы (Белая, Буй, Ик с притоками), водосборные площади которых охватывают почти 75% (114200 км$^2$) территории Башкортостана. Площадь

[1] Систематизация подземных вод по химическому составу произведена на базе классификации Алекина – Посохова. В соответствии с ней, при соблюдении неравенства $rCl < rNa$, выделяются тип I (гидрокарбонатный натриевый или содовый) с соотношением $rHCO_3 > rCa+rMg$ и тип II (сульфатный натриевый) с соотношением $rHCO_3 < rCa+rMg$. В случае, когда $rCl > rNa$, выделяются тип IIIа (хлормагниевый) с соотношением $rCl < rNa+rMg$ и тип IIIб (хлоркальциевый) с соотношением $rCl > rNa+rMg$. Если в воде концентрация $HCO_3$ равна нулю, то она относится к типу IV. Наименование водам дается по преобладающим анионам и катионам в порядке их возрастания. Преобладающими считаются ионы, содержащиеся в количестве 20% и более при условии, что сумма анионов и катионов равна 100% в отдельности.

водосбора р. Урал составляет около 24% (27300 км$^2$) территории (реки Миндяк, Большой и Малый Кизил, Янгелька, Таналык, Сакмара с Большим Иком и др.), а Оби — менее 1% (2100 км$^2$) (реки Миасс, Уй). Общее число рек длиной более 10 км составляет свыше 1000 (бассейна р. Камы — 804, Урала — 240, Оби — 18) [Гареев, 2001].

Густота речной сети колеблется от 1–0,6 (западный склон Южного Урала, Белебеевская возвышенность) до 0,2 (Чермасан-Ашкадарская равнина) и до 0,06 км/км$^2$ (Зауралье). Типично хорошо выраженное весеннее половодье. В горных районах летние и осенние паводки часто превышают весенние, вызывая иногда катастрофические затопления (бассейн р. Белой в горной части). Так, в 1990 г., во время прохождения по рекам Южного Урала весеннего половодья, всего за 4 дня выпала почти двухмесячная норма осадков, что повлекло за собой резкий (в течение одних суток) подъем уровней рек на 0,5–1,2 м. Огромные массы воды были сконцентрированы в узких днищах долин горных рек, проходя по ним волнообразными потоками. В результате было затоплено 105 населенных пунктов, 12705 жилых домов, часть из которых была снесена и полностью разрушена. Выведено из строя или полностью разрушено 64 моста, размыты сотни земляных плотин. Погибло 14 человек. Еще большие человеческие жертвы повлек за собой паводок 1994 г. в Белорецком районе, вызванный прорывом Тирлянского пруда, унесший жизни 29 человек [Смирнов, 1998].

Вскрытие рек происходит в первой – второй декаде апреля. На Уфимском плато отдельные участки рек вскрываются раньше, что обусловлено очагами поддолинной разгрузки карстовых вод. Максимум половодья на всех реках Башкортостана приходится на апрель. Амплитуда колебаний уровня на реках различна (от 170 до 760 см), но для всех характерно постепенное увеличение ее от истока к устью. Продолжительность половодья колеблется от 22–49 дней в маловодные годы до 62–102 дней — в многоводные. Продолжительность спада уровней на реках значительно превышает продолжительность подъема.

Летняя межень устанавливается в конце мая – начале июня, но часто прерывается дождями, особенно в горных районах. Летние дожди вызывают подъем уровня до 2–3 м. Минимальные летние уровни наблюдаются в августе – сентябре.

Зимняя межень характеризуется устойчивым ледоставом в течение пяти – шести месяцев. Минимальные уровни зимой наступают в ноябре в период образования ледостава. Продолжительность зимней межени 160–170 дней. Мелкие реки, протекающие через карстовые районы, в этот период часто промерзают. Питание рек преимущественно снеговое; доля талых вод в суммарном речном стоке составляет 50–70%, достигая у малых рек 80–90% годового стока. За счет подземного питания формируется 10–30% стока рек, остальные 10–20% — за счет дождей.

Поверхностный сток — главная составляющая водного баланса. Среднегодовой сток включает как прямой сток дождевых и талых вод, так и разгрузку подземных вод. Изменение среднегодового стока в пределах Башкортостана в основном согласуется с общими климатическими условиями и орографическими элементами. Наибольших значений сток достигает в верховьях Тюльмени (18,2 л/с·км$^2$) и Лемезы (17,2 л/с·км$^2$), то есть на западных склонах наиболее высоких хребтов Нары и Юрматау. Уменьшение величины поверхностного стока происходит почти во всех направлениях: до 3–5 л/с·км$^2$ на западе и до 1–3 л/с·км$^2$ на юге и юго-востоке. С высотой водосборов наблюдается плавное увеличение градиентов стока: в Предуралье и западном склоне Южного Урала — на 1,6–2,2 л/с на 100 м, на восточном склоне — на 1,5–2,0 л/с на 100 м. В бассейнах, дренирующих карстующиеся толщи Уфимского плато, на отдельных участках западного склона Южного Урала и Зауралья наблюдается некоторое уменьшение градиентов стока.

Связь между основными составляющими водного баланса (осадки, испарение и т.д.) и стоком достигает максимальных значений весной и наименьших — в период зимней межени. В многолетнем плане наблюдаются циклические изменения стока, обусловленные изменением климатических факторов.

Минимальный сток рек Башкортостана формируется главным образом за счет подземных вод. Доля подземного стока в общем речном составляет от 40–50 до 10% и менее. Наибольшие его значения (40–50% и более) характерны для закарстованных участков, наименьшие (10% и менее) — для районов развития рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений в юго-восточной части Башкортостана [Карст..., 2002].

Значительную роль в среднем многолетнем балансе и стоке разных водосборов играет карст. Роль карста в формировании стока увеличивается со снижением увлажненности территории и уменьшением величины зонального стока. При этом влияние карста более значительно в горно-складчатой области (разница достигает 110 мм). Влияние карста на речной сток особенно велико для рек с небольшой площадью водосбора (менее 200–300 км$^2$). С увеличением площади водосбора степень влияния карста на сток уменьшается. Предельная величина площади водосбора, при которой влияние карста на сток становится неощутимым, составляет 3000 км$^2$ [Балков, 1970].

Карст оказывает в целом регулирующее влияние на сток [Карст..., 2002]. Наиболее эффективно оно на водосборах равнинных рек (Сарс, Яман-Елга). Здесь бассейновая зарегулированность возрастает в 3,5–5 раз в сравнении с зональной величиной. На водосборах горных рек (Улуир, Каменка и др.) регулирующая роль снижается до 2,5–0,4 раза. На величину максимального стока карст оказывает снижающее влия-

ние. Наибольшее снижение отмечается на реках Бирь (45%), Сарс (41%), Сарва (40%). Модуль минимального стока под влиянием карста увеличивается от 165–185% на водосборах рек Сарва и Улуир до 400% на р. Бирь. Значительно меньше это влияние на водосборах малых рек горной части. Часто сток их в межень полностью отсутствует.

Значительная часть речного стока Башкортостана зарегулирована водохранилищами и прудами (около 500). Суммарный объем их достигает 2,43 км$^3$, при общей площади 312,6 км$^2$ [Гареев, 2001]. Наиболее крупные водохранилища: Павловское на р. Уфа (1,4 км$^3$), Юмагузинское на р. Белая (0,8 км$^3$), Нугушское на реке Нугуш (0,4 км$^3$), Кармановское на реке Буй (0,13 км$^3$). Объем 10–50 млн. м$^3$ имеют водохранилища: Акъярское, Таналыкское, Слакское, Белорецкое, Маканское, Нурлинское и др. Свыше 120 водохранилищ имеют объем более 1 млн. м$^3$. В водохранилищах республики накоплены значительные гидроэнергетические ресурсы, позволяющие создавать малые ГЭС (МГЭС).

Потенциальные энергетические ресурсы рек Башкортостана оцениваются в объеме 7–11 млрд. кВтч. [Абдрахманов Р.Ф., Лемешев, Абдрахманов Р.Р., 2003]. Столь значительный интервал варьирования объясняется возможностью использования для целей создания напоров различных типов водоподпорных сооружений. Так, большее значение технически доступного гидроэнергетического потенциала достигается тогда, когда напор создается посредством облегченных типов ГТС.

Однако получение электроэнергии на малых реках не может достигаться любой ценой. Ее выработка должна быть экономически оправдана и экологически возможна. Эта часть гидроэнергоресурсов может быть определена исключением из технически возможных тех участков реки, где строительство гидроузлов не имеет должной экономической эффективности, экологически небезопасно или вызывает негативные социальные последствия.

Таким образом, в настоящее время наряду с техническими трудностями выработки электроэнергии существуют и ограничения, диктуемые экономической, экологической и социальной целесообразностью. Эти ограничения снижают возможность использования гидроэнергоресурсов малых рек Башкортостана до 2,4–2,8 млрд. кВт-ч. Кроме того, современные условия рыночной экономики вносят свои коррективы в размещение ГЭС на малых реках, в результате чего представленные значения гидроэнергоресурсов, целесообразных к использованию, могут претерпеть существенные изменения.

Возведение на малых реках электростанций предполагает использование множества известных и технически доступных на сегодняшний день инженерных схем. Однако следует учитывать, что

использовать сток малых рек только для целей энергетики не всегда целесообразно. В большинстве случаев это вопрос комплексного подхода, где пересекаются часто противоречивые требования различных отраслей народного хозяйства. Отсюда необходимым становится выбор наиболее рациональной схемы, которая могла бы сбалансировано учитывать интересы всех участников водохозяйственного комплекса конкретной реки.

В наибольшей мере такой постановке вопроса отвечает схема использования каскадного регулирования стока малых рек посредством русловых водохранилищ, создаваемых водоподпорными сооружениями облегченного типа, способными беспрепятственно пропускать в пределах русла паводковые воды и обеспечивать беспрепятственный проход рыб на нерест.

Повышенные требования экологической безопасности не позволяют повсеместно применять сомкнутый каскад, как наиболее эффективный с точки зрения энергетики. Они ограничивают доступность этого способа выработки электроэнергии на основной массе естественных водотоков и делают это возможным лишь для небольшой группы специфических водотоков горных областей. Поэтому для большинства малых рек гидроэнергетический каскад может быть только несомкнутым. При этом естественные условия движения потока между водохранилищами должны быть сохранены, как минимум, на расстоянии $(0{,}05–0{,}1)\cdot L$, где: L — длина нижерасположенного водохранилища. Такое сопряжение бьефов обеспечит в должной мере сохранность естественных биоценозов в руслах малых рек и в то же время сделает незначительным влияние изменения уровня нижнего бьефа на выработку электроэнергии вышерасположенной гидроэлектростанции. В настоящее время в Башкортостане действуют 16 крупных и малых ГЭС (рис. 4, табл. 5) [Абдрахманов Р.Ф., Лемешев, Абдрахманов Р.Р., 2003].

Химический состав и минерализация речных вод весьма изменчивы, что связано, с одной стороны, с разнообразием пород, слагающих водосборы, а с другой — с техногенным воздействием на поверхностные и подземные воды. На значительной части Камско-Бельского понижения (особенно на Уршак-Бельском междуречье) и юго-западе Белебеевской возвышенности вода рек имеет гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатный кальциевый состав, минерализацию от 1 до 3 г/л (реки Уршак, Аургаза, Куганак, Месселька, Чермасан, Бирь, Лемазы и др.), связанные с разгрузкой солоноватых (2–3 г/л) подземных вод из уфимских и кунгурских отложений.

Белая (ниже городов Мелеуз, Стерлитамак), Ик (с истоков) и некоторые другие реки содержат большое количество хлоридных солей, ранее не характерных для них. Гидрогеологическое моделирование для прогноза

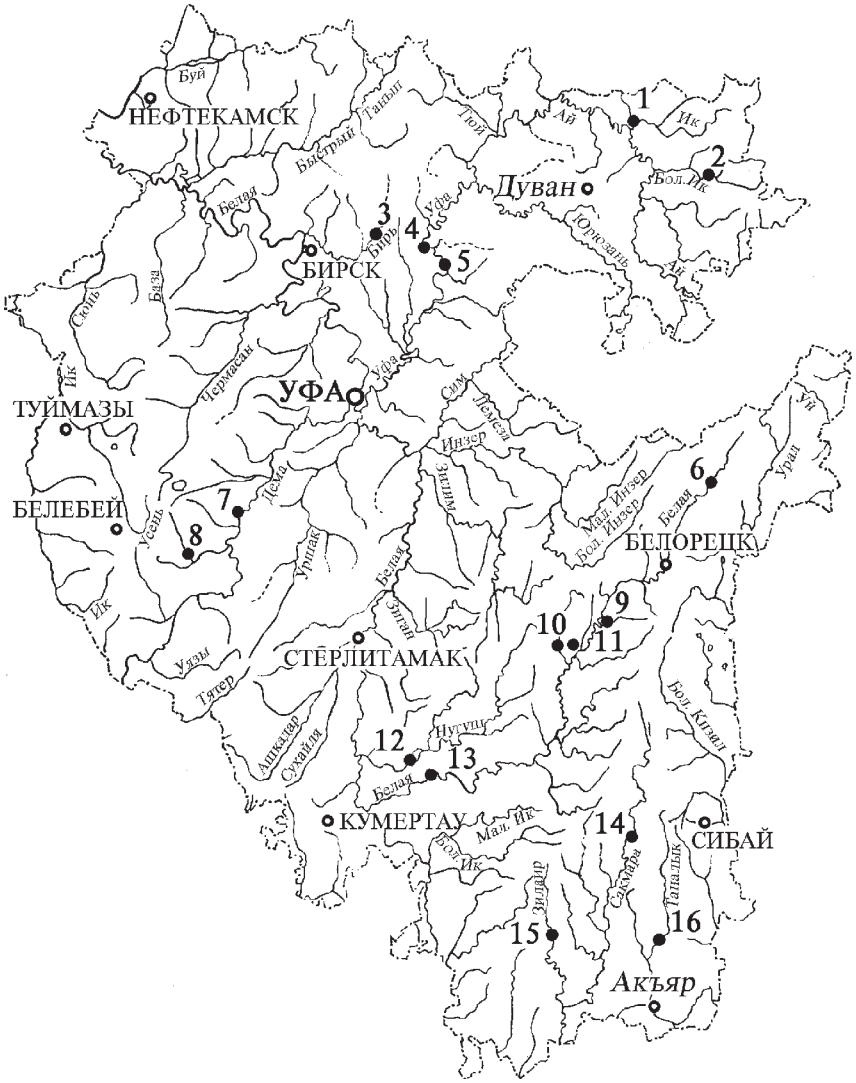



**Рис. 4. Действующие ГЭС в Республике Башкортостан [Абдрахманов Р.Ф., Лемешев, Абдрахманов Р.Р., 2003]**

1 — Мечетлинская МГЭС (мощность 445 кВт); 2 — Белокатайская МГЭС (125 кВт); 3 — Мишкинская МГЭС (100 кВт); 4 — Павловская ГЭС (166 МВт); 5 — Красноключевская МГЭС (200 кВт), 6 — Тирлянская МГЭС (100 кВт), 7 — Давлекановская МГЭС (700 кВт); 8 — Слакская МГЭС (112 кВт); 9 — Узянская МГЭС (50 кВт); 10 — Авзянская МГЭС (75 кВт); 11 — Кагинская МГЭС (75 кВт); 12 — Нугушская ГЭС (9,06 МВт); 13 — Юмагузинская ГЭС (45 МВт); 14 — Сакмарская МГЭС (300 кВт); 15 — Зилаирская МГЭС (50 кВт), 16 — Таналыкская МГЭС (50 кВт)

**Таблица 5**

Показатели ГЭС Республики Башкортостан на 2004 год

| №№ по рис. 4 | Местоположение (район, село) | Наименование реки | Площадь зеркала водохранилища, км$^2$ / расчетный напор, м | Объем водохранилища при НПУ, тыс. м$^3$ | Мощность МГЭС, кВт | Тип турбины | Ввод в эксплуатацию, год |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 1 | Мечетлинский р-н, с. Б. Устьикинское | Ик | 1,29 / 5 | 1950 | 445 | ГА№ 1, 3 Пр20/1–Г–100<br>ГА № 2 Пр20/1–Г–51 | ГА №2 – 1999,<br>ГА №1, 3 – 2001 |
| 2 | Белокатайсккий р-н, с. Соколки | Бол. Ик | 0,120 / 4,5 | 1000 | 95 (2 ГА),<br>125 (3 ГА) | Осевая, горизонтальная, пропеллерная | 2002 |
| 3 | Бирский р-н | Бирь | 0,496 / 5,8 | 1300 | 2×50 | Пр15–Г–60 | 2005 |
| 4 | Нуримановский р-н, пос. Павловка | Уфа | 116 / 35 | 1400000 | 4×41,5 МВт | ПЛ577–ВБ–42,5 | 1961 |
| 5 | Нуримановксий р-н, пос. Павловка | Родник Кр. Ключ | — | — | 200 | Вертикальная пропеллерная | 2002 |
| 6 | Белорецкий р-н, пос. Тирлян | Тирлян | 0,171 / 5,5 | 4960 | 100 | Осевая, горизонтальная, пропеллерная | 2003 |
| 7 | Давлекановский р-н, г. Давлеканово | Дема | 0,3415 / 3,3 | 15000 | 2×350 | ПР–592–ВБ160 | 2002 |
| 8 | Альшеевский р-н, с. Слак | Слак | 1,74 / 10 | 8400 | 112 | ГА № 1, 3<br>ПР20/1–Г–35<br>ГА № 2<br>ПР20/1–Г–25 | 1999 |

**Окончание таблицы 5**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 9 | Белорецкий р-н, с. Узян | Узян | 0,09 / 10 | 4050 | 50 | ПР10–46–750–50 | 2000 |
| 10 | Белорецкий р-н, с. Верхний Авзян | Авзян | 0,05 / 8,4 | 820 | 75 | ПР20/1–Г–51 | 2001 |
| 11 | Белорецкий р-н, с. Кага | Кага | 0,05 / 9,4 | 1078,3 | 75 | ПР20/1–Г–51 | 2001 |
| 12 | Мелеузовский р-н, пос. Нугуш | Нугуш | 25,2 / 17,4 | 400000 | 9,06 МВт | РО123ВБ–160 | 1967 |
| 13 | Кугарчинский р-н, с. Юмагузино | Белая | 35,6 / 40 | 809000 | 45 МВт | ПЛ–50–В–230 | 2004–2005 |
| 14 | Баймакский р-н, д. Абдулкаримово | Сакмара | 0,58 / 15,2 | 30600 | 2×150 | ПР20–Г–60 | 2005 |
| 15 | Зилаирский р-н, с. Зилаир | Зилаир | 0,07 / 8,5 | 3500 | 50 | ПР20–Г–60 | 2002 |
| 16 | Хайбуллинский р-н, с. Хворостянское | Таналык | 0,2 / 9,65 | 14200 | 50 | 50ПР | 2000 |

влияния Стерлитамакских «Белых морей» на качество воды р. Белой свидетельствует о том, что при существующем режиме эксплуатации накопителей влияние фильтрации сточных вод через аллювиальный водоносный горизонт сказывается в приращении концентрации хлор-иона в речной воде, равном 0,2 г/л [Маркина и др, 1988]. Через поверхностные источники загрязнения поступает 0,13 г/л. Сказанное диктует необходимость прогнозирования и разработки мероприятий по защите р. Белой от загрязнения в районе Стерлитамакских «Белых морей».

Последние 40–50 лет вынос только хлоридных солей р. Белая в створе г. Бирска вырос на 1,5 млн. т/год (с 305 до 1863 тыс. т/год), а состав воды р. Ик в результате попадания нефтепромысловых вод изменился с гидрокарбонатного кальциевого и магниево-кальциевого на хлоридный натриево-кальциевый. Минерализация воды р. Ик на ряде участков повысилась с 0,4 до 2,4 г/л [Абдрахманов, Попов, 1985]. Отмечается также сильное техногенное воздействие горнорудных предприятий на некоторые реки Зауралья (Таналык, Миндяк и др.).

В целом вода рек горной части Башкортостана, Белебеевской возвышенности, Уфимского плато, Юрюзано-Айского понижения характеризуется малой минерализацией (0,2–0,7 г/л), гидрокарбонатным, сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым, натриево-магниево-кальциевым составом.

Общее количество солей, выносимых годовым объемом речного стока за пределы Башкортостана, наибольшее в центральных районах и составляет 50 т/км$^2$ и более, наименьшее — в юго-восточных районах. В Предуралье 70% и более выноса солей приходится на грунтовые воды, тогда как в горной части и на восточном склоне — всего 40–60%. При этом 10–20% солей в горной части приходится на атмосферную составляющую. Годовое количество выноса в виде растворенных солей из зоны активной циркуляции наибольшее в Предуралье (30 т/км$^2$ и более), тогда как в горной части оно снижается до 5–10 т/км$^2$[Карст..., 2002].

В Башкортостане насчитывается около 3000 озер различного происхождения. В основном они расположены в долинах крупных рек (Белая, Уфа, Дема, Ай, Сим и др.) и имеют старичное происхождение.

В Западном Башкортостане наиболее известны самые крупные озера Аслыкуль и Кандрыкуль, скорее всего, *палеоэрозионного происхождения*. Химический состав их гидрокарбонатно-сульфатный натриево-магниевый, минерализация 1,1–1,2 г/л, pH 8,1–8,5.

В последние годы наблюдается подъем уровня воды озер. Уровень озера Кандрыкуль за последние 20 лет поднялся на несколько метров и началось подтопление дороги Уфа – Самара. В связи с этим пришлось построить водопропускное сооружение под дорогой. Расход воды в 2003–2004 гг. составлял 200–250 л/с. Причина подъема, как и Каспийского моря, пока неясна. Гипотез этого явления достаточно много (климатичес-

кие, геоморфологические, геолого-тектонические и пр.), но все они пока не дают удовлетворительного ответа.

Богато озерами Башкирское Зауралье (Учалинский и Абзелиловский районы). Озера неглубокие (до 10 м), только глубина озера Банное (Яктыкуль) достигает 28 м. Воды озер этого региона (за исключением оз. Мулдаккуль) имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый, кальциево-магниево-натриевый, магниево-натриевый состав, геохимический тип I (содовый), минерализацию 0,16–0,55 г/л, pH 8,05–8,6. Состав воды озера Мулдаккуль сульфатно-хлоридный магниево-натриевый, тип IIIа (хлормагниевый), минерализация 12,6 г/л.

После создания прудов и малых водохранилищ в химическом составе воды существенных изменений не происходит. Анализ химического состава воды водохранилища на речке Нурлинка (объем 10,5 млн. м$^3$) через 10 лет после его создания показывает, что вода речки и водоема имеет близкий состав. Отмечается лишь снижение минерализации воды в водохранилище (0,3–0,4 г/л) относительно речной (0,7 г/л), за счет накопления в водохранилище талых вод [Абдрахманов, Попов, 1985]. В зимнее время происходит некоторое повышение минерализации воды в водохранилище (табл. 6). Тип воды II. В летне-осеннее время, когда

**Таблица 6**

Химический состав воды водохранилища на р. Нурлинка

| Дата отбора пробы | Глубина отбора, м | Минерализация, г/л | pH | Ингредиенты, мг/л, % | | | | | | Индекс воды |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^++K^+$ | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| 17.03 | 0,7 | 0,421 | 6,8 | 268,4<br>78,4 | 26,75<br>10,0 | 23,1<br>11,6 | 60,0<br>53,5 | 19,5<br>28,5 | 23,2<br>18,0 | $C_{II}^{MgCa}$ |
| | 4,0 | 0,420 | 7,45 | 268,4<br>79,3 | 23,9<br>9,0 | 23,1<br>11,7 | 64,0<br>57,7 | 14,6<br>21,6 | 26,5<br>20,7 | $C_{II}^{NaMgCa}$ |
| | 8,0 | 0,586 | 7,4 | 366,0<br>76,0 | 41,2<br>10,9 | 36,9<br>13,1 | 84,0<br>53,2 | 26,8<br>27,9 | 34,5<br>18,9 | $C_{II}^{MgCa}$ |
| 19.05 | 0,1 | 0,330 | 8,65 | 207,4<br>76,9 | 17,7<br>8,4 | 23,1<br>14,7 | 48,0<br>54,3 | 14,6<br>27,2 | 18,9<br>18,5 | $C_{II}^{MgCa}$ |
| | 5,0 | 0,310 | 8,6 | 195,2<br>76,0 | 13,6<br>6,7 | 25,8<br>17,3 | 40,0<br>47,5 | 17,1<br>33,3 | 18,6<br>19,2 | $C_{II}^{MgCa}$ |
| | 10 | 0,320 | 8,65 | 195,2<br>73,4 | 15,7<br>7,6 | 29,5<br>19,0 | 48,0<br>55,1 | 14,6<br>27,5 | 17,48<br>17,4 | $C_{II}^{MgCa}$ |
| 28.09 | 1,0 | 0,343 | 8,55 | 219,6<br>76,4 | 24,3<br>10,8 | 21,2<br>12,8 | 48,0<br>51,0 | 22,4<br>42,5 | 7,1<br>6,5 | $C_{IIIa}^{MgCa}$ |
| | 4,0 | 0,337 | 8,6 | 213,5<br>77,6 | 18,5<br>8,7 | 22,2<br>13,7 | 48,0<br>53,2 | 15,9<br>28,8 | 18,6<br>18,0 | $C_{II}^{MgCa}$ |
| | 7,5 | 0,344 | 8,6 | 219,6<br>76,8 | 21,0<br>9,4 | 23,1<br>13,8 | 46,0<br>49,0 | 23,2<br>40,5 | 11,3<br>10,5 | $C_{IIIa}^{MgCa}$ |

питание водохранилища осуществляется дождевыми водами, состав воды несколько меняется (тип воды II переходит в IIIа), что объясняется увеличением поступления хлорсодержащих и других загрязняющих веществ с водосборной площади. Вода характеризуется pH 6,8–8,65.

В целом наблюдаемый гидрохимический режим характерен и других малых водохранилищ этого региона.

Химический состав крупных водохранилищ (например, Павловского) на всем его протяжении (от с. Муллакаево до пос. Павловка) исключительно однороден и характеризуется сульфатно-гидрокарбонатным составом (табл. 7). Тип воды II. Минерализация воды в верховье водохранилища (с. Муллакаево), где начинается подпор на р. Уфе,

**Таблица 7**

Химический состав воды Павловского водохранилища

| №№ проб | Место отбора пробы | Дата отбора пробы | Глубина, м | pH | Сумма ионов, г/л | Ингредиенты, мг/л, % | | | | | | Индекс воды |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+ + K^+$ | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| 1 | с. Муллакаево | 09.07 | 3,0 | 7,75 | 0,41 | 220<br>3,61<br>64,8 | 83,6<br>1,74<br>31,2 | 7,1<br>0,20<br>3,6 | 71,7<br>3,58<br>64,3 | 19,4<br>1,60<br>28,7 | 9,0<br>0,39<br>7,0 | $sC_{II}^{MgCa}$ |
| 2 | с. Караидель | 09.07 | 3,0 | 7,70 | 0,41 | 215<br>3,53<br>64,0 | 86,7<br>1,80<br>32,6 | 6,9<br>0,19<br>3,4 | 76,0<br>3,76<br>68,5 | 15,9<br>1,31<br>23,9 | 9,7<br>0,42<br>7,6 | $sC_{II}^{MgCa}$ |
| 3 | Залив р. Байки | 09.07 | 2,0 | 7,8 | 0,37 | 200,8<br>3,29<br>65,8 | 71,3<br>1,49<br>29,8 | 7,0<br>0,2<br>4,0 | 66,3<br>3,31<br>66,2 | 15,8<br>1,30<br>26,0 | 9,0<br>0,39<br>7,8 | $sC_{II}^{MgCa}$ |
| 4 | Залив р. Юрюзань | 11.07 | 3,5 | 7,65 | 0,34 | 203<br>3,32<br>73,8 | 45,6<br>0,95<br>21,1 | 7,4<br>2,1<br>4,7 | 60,1<br>3,0<br>66,8 | 14,5<br>1,19<br>26,5 | 6,9<br>0,3<br>6,7 | $sC_{II}^{MgCa}$ |
| 5 | с. Хорошаево | 11.07 | 5,0 | 7,65 | 0,33 | 176,3<br>2,89<br>64,8 | 65,3<br>1,36<br>30,5 | 7,0<br>0,2<br>4,5 | 64,3<br>3,2<br>72,0 | 11,0<br>0,9<br>20,2 | 8,0<br>0,35<br>7,8 | $sC_{II}^{MgCa}$ |
| 6 | Залив р. Калтаса | 11.07 | 6,0 | 7,70 | 0,27 | 145,8<br>2,39<br>64,8 | 52,8<br>1,10<br>29,8 | 7,1<br>0,2<br>5,4 | 50,3<br>2,51<br>68,0 | 11,0<br>0,9<br>24,4 | 6,2<br>0,27<br>7,6 | $sC_{II}^{MgCa}$ |
| 7 | Створ плотины | 13.03 | 1,0 | 7,90 | 0,36 | 209,3<br>3,43<br>72,0 | 56,2<br>1,17<br>24,6 | 3,5<br>0,1<br>2,1 | 60,5<br>3,02<br>63,5 | 17,0<br>1,4<br>29,4 | 7,8<br>0,34<br>7,1 | $sC_{II}^{MgCa}$ |
| 8 | | 26.05 | 0,5 | 7,60 | 0,21 | 117,8<br>1,93<br>68,2 | 37,0<br>0,77<br>27,2 | 3,5<br>0,1<br>3,5 | 40,3<br>2,01<br>71,4 | 7,3<br>0,6<br>21,2 | 4,8<br>0,21<br>7,4 | $sC_{II}^{MgCa}$ |
| 9 | | 12.07 | 0,5 | 8,30 | 0,26 | 139,1<br>2,28<br>66,3 | 46,1<br>0,96<br>27,9 | 7,0<br>0,2<br>5,8 | 44,3<br>2,21<br>64,2 | 11,0<br>0,90<br>26,2 | 7,6<br>0,33<br>9,6 | $sC_{II}^{MgCa}$ |

составляет 0,41 г/л. Вниз по течению минерализация воды постепенно снижается, и у плотины (пос. Павловка) она не превышает 0,21–0,26 г/л, то есть происходит двукратное разбавление (см. табл. 7). В пределах наиболее глубокой части водохранилища минерализация в течение года меняется незначительно: 0,21 г/л весной и 0,36 г/л зимой. В весеннее время в заливах крупных (Уфа, Юрюзань) и устьях небольших рек минерализация снижается до 0,11–0,13 г/л при неизменном химическом составе [Абдрахманов, $1991_1$, 1994], остается постоянной и pH (7,65–7,90).

Среднегодовой суммарный объем водных ресурсов (речных, озерных, подземных) Башкортостана составляет около 25 км$^3$ [Балков, 1978]. С территории Башкортостана речными водами выносится значительное количество солей. Только р. Белая (среднемноголетний расход 860 м$^3$/с) с площади 121000 км$^2$ (створ г. Бирска) выносит 6870 тыс. т [Черняева и др., 1978]. Доля континентальной составляющей при этом равняется 5284 тыс. т, а атмосферной 1586 тыс. т. Ионная составляющая стока приведена в таблице 8.

**Таблица 8**

Распределение компонентов химического стока ($10^3$ т/год) для бассейна р. Белой [Черняева и др., 1978]

| Составляющие | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^{+}+K^{+}$ | $HCO_3$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^{-}$ | Сумма ионов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Сток | 1750 | 373 | 269 | 2140 | 1930 | 405 | 6870 |
| Атмосферные осадки | 252 | 79 | 189 | 243 | 593 | 230 | 1586 |
| Континентальная часть | 1498 | 294 | 80 | 1897 | 1337 | 175 | 5284 |

Заканчивая характеристику химического состава речных вод необходимо отметить, что они являются основным источником хозяйственного питьевого водоснабжения городов и населенных пунктов республики. При этом важное эколого-гигиеническое значение, наряду с химическим составом, имеет микрокомпонентный (биологически активные F, B, Br, I и др.) состав воды. Нами при оценке закономерностей распределения и накопления в природных водах (подземных и поверхностных) микроэлементов (F, B, I, Br) оценивалось содержание фтора в воде р. Белая в ее среднем и нижнем течении [Попов, Абдрахманов, 1979], так как важную роль в процессах жизнедеятельности играет фтор, поступающий в организм человека главным образом с питьевой водой. Физиологическое качество воды ухудшается как при повышенном содержании фтора, так и при слишком малом его количестве. Установлено, что у людей в течение длительного времени использующих для питья воду с содержанием фтора свыше 1,5 мг/л развивается флюороз, который приводит к полному разрушению зубов.

При концентрации фтора более 2,0 мг/л флюороз нередко распространяется и на костную систему человека [Николаева, Ицкова, 1973]. Избыток фтора в организме, кроме того, оказывает тормозящее действие на образование антител в крови и угнетает многие ферментативные процессы.

При дефиците фтора в источнике водоснабжения резко возрастает заболеваемость кариесом, особенно среди детей, что, в свою очередь, может привести к поражению сердца, суставов и желудочно-кишечного тракта.

Эти исследования [Попов, Абдрахманов, 1979] показали, что для среднего течения р. Белой (с. Иштуганово – г. Уфа), протяженностью 450 км, характерно постепенное нарастание минерализации воды от 0,16 до 0,76 г/л. При выходе р. Белой из гор на равнину у с. Иштуганово вода по составу является гидрокарбонатной магниево-кальциевой с содержанием фтора 0,16 мг/л. Такой состав при постепенно увеличивающемся содержании солей сульфатов и хлоридов сохраняется до г. Стерлитамака, в районе которого концентрация фтора составляет 0,32–0,48 мг/л (рис. 5).

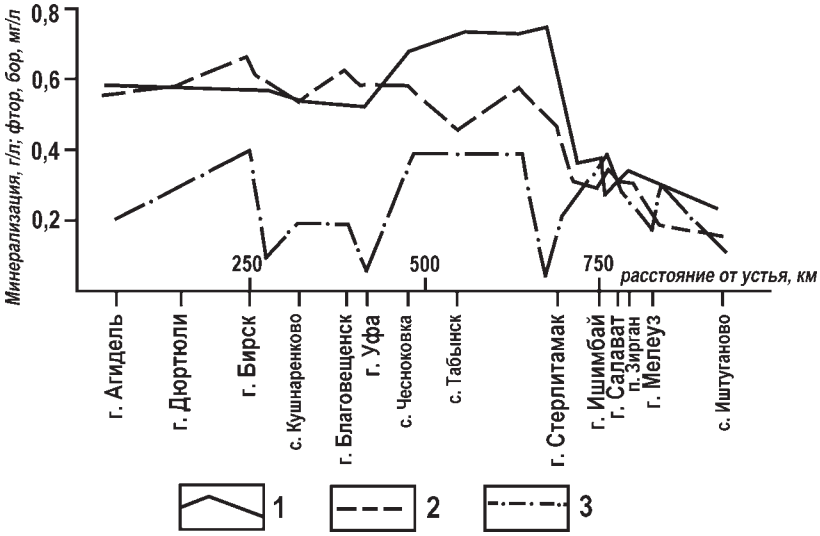



**Рис. 5. Изменение минерализации воды, содержания фтора и бора в среднем и нижнем течении р. Белой [Попов, Абдрахманов, 1979]**

1 — минерализация, 2 — фтор, 3 — бор

Существенные изменения химического состава воды в р. Белой происходят ниже г. Стерлитамака; вода становятся хлоридно-гидро-

карбонатной и гидрокарбонатно-хлоридной смешанного катионного состава с минерализацией 0,65–0,77 г/л. Содержание фтора у г. Уфы возрастает до 0,6 мг/л.

В нижнем течении р. Белой (450 км), после впадения в нее многоводного левого притока — р. Уфы, гидрохимический режим реки несколько стабилизируется, что выражается в узком диапазоне колебания минерализации (0,53–0,6 г/л) и относительном постоянстве содержания главных ионов. Воде свойственен хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный магниево-кальциевый состав; концентрация фтора на этом отрезке колеблется от 0,56 до 0,68 мг/л.

Содержание исследуемого микроэлемента увеличивается вниз по течению р. Белой от 0,16 до 0,6–0,68 мг/л. Средневзвешенная для реки величина равна 0,46 мг/л, что близко к содержанию фтора в р. Каме и ее водохранилищах — 0,34–0,62 мг/л. Это свидетельствует об устойчивости фтора в поверхностных водах Западного Предуралья.

Концентрация фтора в Бельской воде находится в прямой корреляционной связи с величиной минерализации, на что указывает во многом унаследованный характер соответствующей кривой (см. рис. 5). Эта связь, кроме того, подчеркивается сравнительно неширокими пределами колебания коэффициента $F \cdot 10^4/\Sigma u$ (6–10), являющегося одновременно и показателем обогащенности фтором солевого состава воды. Примерно такими же величинами этого отношения (в среднем 8) характеризуются и подземные сульфатные кальциевые воды Башкирского Предуралья, формирующиеся в гипсах и загипсованных породах пермского возраста. Примечательна также связь в поверхностных водах фтора с бором, что свойственно и подземным водам.

Левые притоки р. Белой (Ашкадар, Куганак, Уршак, Дема, Чермасан, Сюнь и др.), истоки которых находятся на равнине, имеют, как правило, гидрокарбонатно-сульфатный состав с минерализацией до 2,2 г/л и содержат повышенные концентрации фтора — 0,8–1,1 мг/л. В маломинерализованных водах (0,1–0,5 г/л) правых притоков (Инзер, Зилим, Селеук, Уфа), берущих начало в горах, содержание фтора значительно ниже — от «не обнаружено» до 0,2 мг/л.

Основным источником поступления фтора в поверхностные воды Башкирского Предуралья являются подземные воды. Некоторое, как нам представляется — незначительное, количество фтора извлекается из загипсованных терригенных пород и гипсов, обнажающихся на склонах долин и нередко выходящих в руслах рек, путем прямого выщелачивания минералов фтора.

В полном соответствии с данными по фтороносности речных вод находится содержание фтора в водозаборах грунтово-инфильтрационного типа на р. Белой, снабжающих питьевой водой гг. Кумертау, Салават, и на р. Уфе, используемых для водоснабжения г. Уфы. Доля

речных вод в общей производительности водозаборов этого типа достигает 70–80%.

Содержание фтора в маломинерализованных (0,3–0,4 г/л) гидрокарбонатных кальциевых водах Кумертауского водозабора (Ировский и Ялчинский участки) колеблется от 0,05 до 0,2 мг/л (в среднем 0,1 мг/л), а в р. Белой — 0,16–0,2 мг/л. Примерно такое же содержание фтора (менее 0,15 мг/л) установлено и в воде хозяйственно-питьевого водозабора для г. Салавата.

Наиболее отчетливая зависимость содержания фтора в воде грунтово-инфильтрационных водозаборов от его концентрации в реке наблюдается на группе Уфимских водозаборов в долине р. Уфы. Содержание фтора в воде р. Уфы, имеющей сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией 0,3–0,4 г/л, обычно колеблется в пределах 0,2–0,75 мг/л, а в воде Максимовского водозабора — 0,1–0,8 мг/л, редко до 1,5 мг/л.

Для вод этого водозабора также отмечается прямая корреляционная связь между фтором и минерализацией. Как следует из рис. 6,

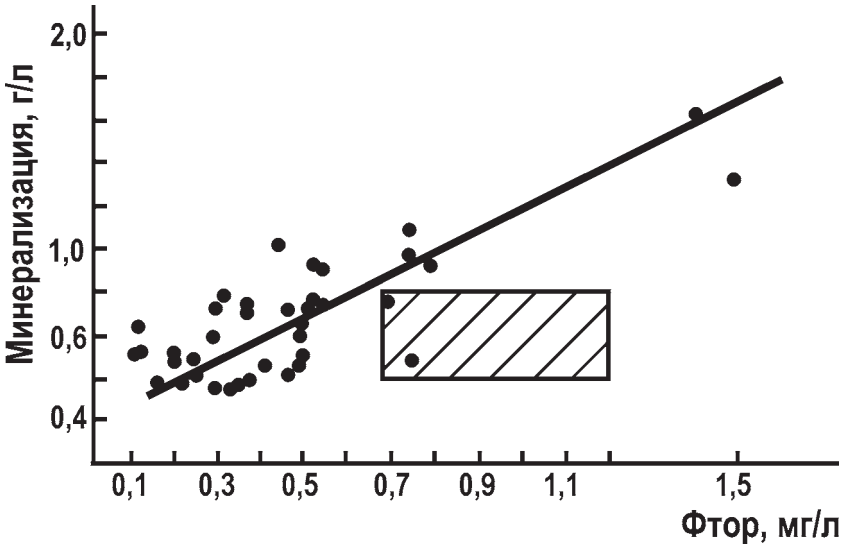



**Рис. 6. Связь между содержанием фтора и величиной минерализации воды (Максимовский участок Уфимского водозабора) [Попов, Абдрахманов, 1979]**

участок Максимовского водозабора не является благоприятным в отношении фтороносности. В водах, отвечающих требованиям, предъявляемым к питьевым водам по общему солевому составу, величине минерализации и жесткости, содержание фтора составляет 0,1–0,5 мг/л,

то есть ниже СанПин 2.1.4.1074–01. С другой стороны, оптимальная для источников питьевого использования концентрация этого микроэлемента в пределах указанного водозаборного участка встречена преимущественно в водах, имеющих повышенную минерализацию (0,8–2 г/л) и высокую жесткость (10–25 мг-экв), то есть в водах, не удовлетворяющих питьевым нормам по этим показателям. На рис. 6 показан прямоугольник, отвечающий хорошему качеству воды по всем рассматриваемым ингредиентам (фтор, минерализация, жесткость, содержание сульфатов и хлоридов). Как видно, почти все проанализированные пробы находятся вне его.

## 1.4. Почвы и растительность

Башкортостан характеризуется разнообразным почвенно-растительным покровом, обусловленным различиями рельефа и климатических условий. Развиты черноземы выщелоченные, типичные, оподзоленные, серые лесные, дерново-карбонатные, дерново-подзолистые, аллювиальные, горные и другие почвы. Они характеризуются высоким содержанием и слабой подвижностью гумуса, укороченностью генетического профиля, пониженной биологической активностью и тяжелым механическим составом [Башкортостан. Краткая энциклопедия, 1996].

*Черноземы* занимают 73% территории степной зоны и 31% — лесостепной зоны республики. Они сформированы преимущественно на карбонатных почвообразующих породах. До 60% плодородных черноземов, в основном пахотных, в различной степени эродировано. Черноземы наиболее широко распространены на левобережье р. Белой, встречаются на Бугульминско-Белебеевской возвышенности и в Башкирском Зауралье. Мощность гумусового горизонта колеблется от 20 до 70 см, содержание гумуса 7–11%, реакция слабокислая, нейтральная и слабощелочная.

*Серые лесные почвы* преобладают в лесостепной зоне республики, занимают около 28% территории. Подразделяются на 3 подтипа: светло-серые, серые, темно-серые. Занимают верхние части склонов и возвышенные равнинные ландшафты. Гумусовый слой 20–35 см, содержание гумуса 3–7%, реакция кислая, слабокислая (pH 4–6), механический состав тяжелый, значительные площади эродированы.

*Дерново-карбонатные и дерново-подзолистые почвы* распространены на Уфимском плато, Бугульминско-Белебеевской возвышенности, в пределах Буйско-Таныпского междуречья и в северо-восточной лесостепной зоне (3,4% территории). Формируются на карбонатных породах (известняки, доломиты, мергели). Профиль почв развит слабо, мощность

15–40 см, содержат известковый щебень. Содержание гумуса 2–9%, реакция кислая и нейтральная.

*Аллювиальные почвы* распространены в речных поймах, занимающих 6% почвенного покрова республики. Поймы характеризуются сложным почвенным покровом.

*Горные почвы* занимают около 25% территории республики. Распространены в соответствии с вертикальной поясностью гидротермических условий. В лесном поясе распространены горные серые лесные почвы, в лесостепном и степном — горные черноземы. Горные почвы в отличие от равнинных аналогов имеют укороченные почвенные профили, скелетность, развиты непосредственно на плотных горных породах. На территории Башкортостана в силу сложных геоморфологических условий, интенсивного сельскохозяйственного использования и техногенных воздействий на почвы происходит их деградация: эрозия, потеря гумуса, разрушение структуры и уплотнение почв, загрязнение промышленными выбросами и т.п. [Старова, Абдрахманов, Салихов и др., 2003]. В последние годы в основном в Зауральской части республики значительные площади пахотных земель переведены в залежные.

На юге Предуралья и Зауралья небольшими участками распространены засоленные почвы — *солонцы, солончаки*, солонцеватые и солончаковые разновидности черноземов и луговых почв. Эти почвы характерны для долин рек и озерных впадин, встречаются пятнами в массивах обыкновенных и южных черноземов. Занимают 0,17% территории республики. Профили этих почв насыщены хлоридно-сульфатными и карбонатными солями. Содержание гумуса различное, реакция нейтральная и щелочная. При сельскохозяйственном использовании они нуждаются в мелиорации путем гипсования, перспективна фитомелиорация.

Географическое положение и климатические условия Башкортостана обеспечивают существование большого разнообразия растительных сообществ на территории республики. На равнинных участках выражена широтная зональность (от широколиственно-темнохвойных лесов на севере до ковыльных степей на юге). Кроме этого, наблюдаются явления вертикальной поясности (от горно-тундровой до степной растительности межгорных долин), которые вызваны наличием на территории республики Уральских гор. Положение ее на стыке Европы и Азии объединило на ограниченной территории чисто европейские типы сообществ и сибирские варианты растительности [Башкортостан. Краткая энциклопедия, 1996].

Облесенность территории в среднем составляет 38%, но она сильно колеблется: от 1% в равнинно-степной части Хайбуллинского района до 90% в среднегорье Белорецкого района и на Уфимском плато. Из всей

покрытой лесом площади около 80% приходится на лиственные породы и 20% на хвойные.

Широколиственные сообщества представлены дубом, липой, ильмом, осиной. В травяном покрове основным растением является сныть, к которой в более северных районах могут примешиваться чина, ясменник, копытень, звездчатка, а в более южных — вейник, миндаль-бобовник и др. Для подлеска широколиственных лесов характерны орешник, бересклет, рябина. Большинство современных лиственных лесов являются вторичными (березовые, осиновые, липовые), возникшими на месте вырубок коренных хвойных и части широколиственных лесов.

Основной областью развития всех хвойных лесов является горная часть Башкортостана, где сосредоточено более 80% насаждений. Они образованы из светлохвойных (сосна, лиственница) и темнохвойных (пихта, ель) деревьев. Основной областью развития сосновых лесов являются центральные хребты Южного Урала, где сосредоточено 70% всех основных сосновых лесов, причем на востоке границей ареала служит верхнее течение р. Белой, на юге — широта с. Зилаир.

Островные сосновые леса в пределах Белебеевской возвышенности приурочены к двум участкам: север возвышенности (Шаранский, Бакалинский районы) и средняя часть возвышенности (окрестности г. Белебей). Большие площади сосновых лесов приурочены к северо-западу республики (в районе пос. Николо-Березовка, г. Дюртюли). На территории Месягутовской лесостепи леса с преобладанием сосны тяготеют преимущественно к западному склону Южного Урала.

Темнохвойные леса развиты, главным образом, в горной части Южного Урала (север Белорецкого района). Южной границей развития темнохвойных лесов служит широта сел Аскарово – Габдюково. Выделяется их ареал также на Уфимском плато.

Пойменные леса образуют тополя, ивы, липы. По заболоченным участкам поймы, вдоль коренного берега чаще встречается черная ольха. Тополевые и ивовые леса нарушены человеком полностью или частично и замещены на луговые сообщества сенокосов и пастбищ. Пойменные леса имеют важное водохозяйственное значение.

До начала интенсивного освоения территории Башкортостана степи занимали не менее 1/3 ее равнинной части (это соответствовало области распространения черноземов). После освоения практически всех пахотопригодных земель площади степей резко сократилась, на равнине в Предуралье они почти исчезли уже в начале двадцатого столетия. Освоение целины в начале 50-х годов ликвидировало равнинные степи Башкирского Зауралья. Основные массивы степей сохранились на склонах гор и холмов в Зауралье, а также в предгорных районах Предуралья на Бугульминско-Белебеевской возвышенности и Северных отрогах Общего Сырта. Горные степи после освоения целины начали

деградировать под влиянием бессистемного выпаса скота, количество которого превышало емкость пастбищ в разных районах в 2–5 раз. В результате даже в горных районах первичные степи сохранились лишь отдельными фрагментами. Среди степей республики различают типичные, разнотравно-ковыльные степи с ковылями Залесского, перистым и узколистным, их более южный вариант — с мелкими ковылями (Лессинга и сарептским) и северный — с нивяником и другим луговым разнотравьем.

Болота в Башкортостане занимают незначительные площади. В высокогорьях (на вершинах гор Иремель, Ямантау и др.) расположены специфичные сообщества горных тундр, где встречаются голубика, водяника, дриада и другие растения. На северо-западе республики имеются болота с торфяниками мощностью 5–7, иногда до 15 м. Болота имеют важное водорегулирующее значение.

Многолетнее и резко усиливающееся в последние годы влияние человека на природу приводит к замене коренной растительности на производную. До 60% равнинных земель республики освоены под пашню, естественная растительность замещена сообществами культурных и сорных растений. Большие площади занимают связанные с хозяйственной деятельностью человека рудеральные сообщества, распространенные на пустырях, в городах, селах, на промышленных площадках и отвалах пустой породы вокруг горнодобывающих предприятий и т.д. Рудеральные сообщества (основные виды: полынь, лебеда, конопля, чертополох, крапива, лопух, донники, череда и др.) разнообразны и играют важную роль в формировании экологически благоприятного режима в городских и сельских поселениях, так как препятствуют эрозии почвы и поглощают токсичные вещества, загрязняющие атмосферу. Растительность республики испытывает высокие нагрузки хозяйственной и рекреационной деятельности человека и нуждается в эффективной системе охраны. Известен случай, когда в конце семидесятых годов 20 века цистерну березового сока, собранного рядом с пос. Павловка не приняли по химическому составу. Сок и грибы в чистейших Гафурийском и Архангельском районах страдали от шлейфа дыма со стороны Стерлитамака и Ишимбая.

Значение почвенно-растительного слоя велико в формировании, перераспределении поверхностного и подземного стока. Поверхностный сток в лесных ландшафтах уменьшается от 2 до 6 раз по сравнению с незалесенными (лес способствуют переводу поверхностного стока в подземный). Вырубка лесов в последние десятилетия вызвала увеличение весеннего поверхностного стока, что привело к катастрофическим паводкам.

Леса также оказывают важное экологическое влияние на здоровье человека. Благоприятное влияние леса объясняется его микроклима-

тическими особенностями (специфический режим температуры, влажности, солнечной радиации, фитонцидность воздуха и ионизация). Наиболее благоприятны дубовые, липовые, березовые и кленовые леса на сухих почвах. Оптимальной ионизацией воздуха обладают смешанные и чистые сосновые леса.

Высокой ионизационной способностью отличаются береза, липа, рябина, дуб, сосна, лиственница, пихта. Рекреационное значение леса определяется фитонцидными свойствами зеленых насаждений. Фитонциды, выделяемые пихтой, убивают возбудителей дизентерии, брюшного тифа, коклюша, сосной — возбудителя туберкулеза и кишечную палочку, березой и тополем — золотистый стафилококк [Абдрахманов, Попов, 1999].

Дубовые леса оказывают наиболее благоприятное влияние на людей с сердечно-сосудистыми заболеваниями. Положительно воздействие на человека липняков (в Башкортостане находится 35% липняков России).

В хвойных лесах, кроме фитоорганических веществ, оказывающих бактерицидное и протистоцидное воздействие, содержится значительное количество скипидара и озона. Они обладают выраженным возбуждающим действием на нервную систему человека. В малых дозах их влияние благоприятное, а в больших — угнетающее, и даже может быть реакция, аналогичная отравлению. Наиболее остро эти воздействия ощущают больные астмой, сердечно-сосудистыми заболеваниями, с повышенной возбудимостью нервной системы. Это выражается в затрудненном носовом дыхании, ощущении нехватки воздуха, учащении сердечного ритма, боли в области сердца, появлении аритмии, головной боли и головокружении, общей слабости, нервной дрожи. Биологическая активность сосны наиболее выражена в конце весны – начале лета, когда выделяется максимальное количество летучих фитонцидов. Больным с сердечно-сосудистыми и другими заболеваниями находиться в это время года в сосновых лесах нежелательно.

## 1.5. Геолого-структурные условия

Формирование природных условий в целом и отдельных их компонентов, в частности подземных вод, в первую очередь определяется геолого-тектоническими условиями и историей развития геологических структур Урала и сопредельных регионов. В пределах исследуемой территории с запада на восток выделяются следующие структуры первого порядка: юго-восточный склон Восточно-Европейской (Русской) платформы, Предуральский прогиб, Западно-Уральская зона складчатости, Центрально-Уральское поднятие и Магнитогорский мегасинклинорий (рис. 7).

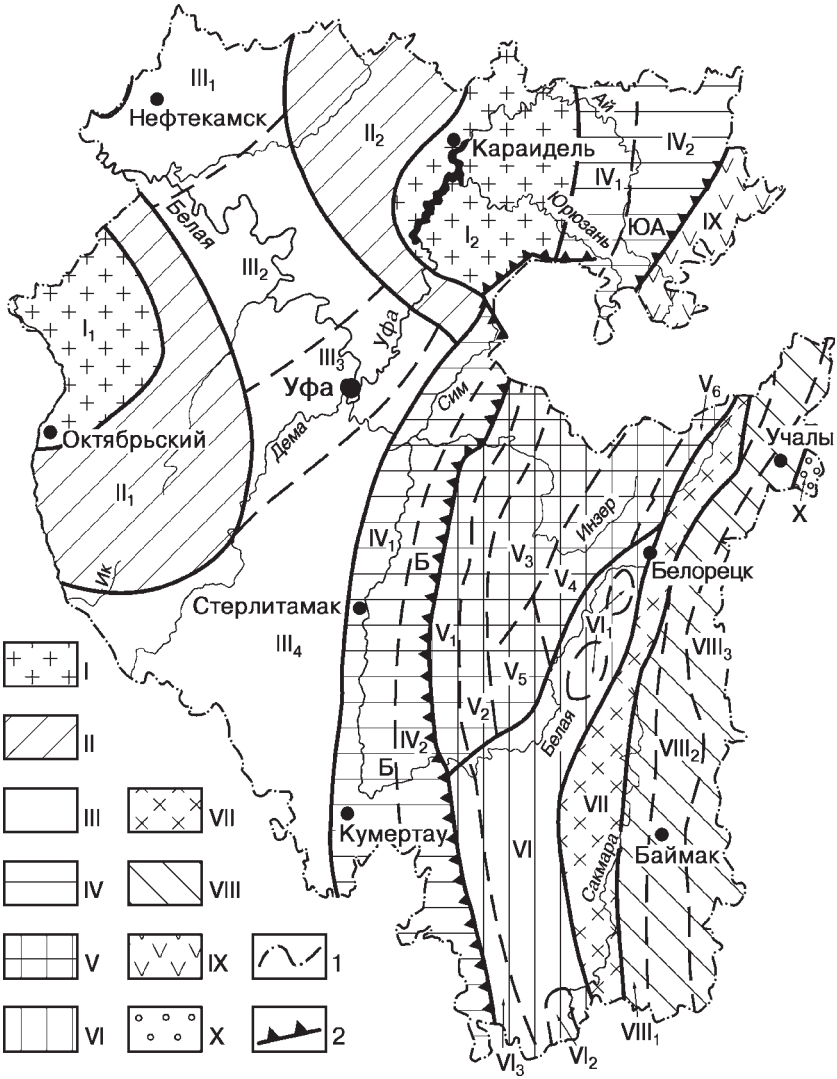



**Рис. 7. Схема тектонического районирования Республики Башкортостан (по А.П. Рождественскому [Карст..., 2002])**

I–III — восточная окраина Русской платформы: I — крупные поднятия, своды ($I_1$ — Южно-Татарский, $I_2$ — Башкирский); II — краевые зоны, склоны сводов ($II_1$ — Южно-Татарского, $II_2$ — Башкирского); III — погруженные зоны, впадины ($III_1$ — Верхнекамская, $III_2$ — Бирская, $III_3$ — Благовещенская, $III_4$ — Юго-восточный склон платформы). IV — Предуральский краевой прогиб ($IV_1$ — внешняя зона, $IV_2$ — внутренняя зона): ЮА — Юрюзано-Айская депрессия, Б — Бельская депрессия. V–X — складчатая область Южного Урала: V — Башкирское поднятие ($V_1$ — внешняя зона складчатости, $V_2$ — Алатауский антиклинорий, $V_3$ — Инзерский синклинорий, $V_4$ — Ямантауский антиклинорий, $V_5$ — Юрматинский антиклинорий, $V_6$ — Белорецко-Златоустовский антиклинорий); VI — Зилаирский

Юго-восточный склон Русской платформы занимает юго-восточную часть Волго-Уральской антеклизы. Восточная граница его трассируется вдоль субмеридиональной полосы нижнепермских рифовых массивов, развитых по западному борту Предуральского прогиба. Верхняя часть литосферы антеклизы состоит из двух структурных этажей. Нижний представлен метаморфическими породами (гнейсами) архея – раннего протерозоя, слагающими жесткий кристаллический фундамент. Верхний структурный этаж сложен осадочными породами каратауской серии рифея (кварцито-песчаники, доломиты, известняки, мергели, аргиллиты) и ашинской серии венда (конгломераты, песчаники, аргиллиты). Общая мощность пород возрастает в восточном направлении от 0 до 5000–6000 м. Палеозой представлен средним – верхним девоном, карбоном и пермью. Это в основном карбонатные, в меньшей степени терригенные, гипсоносные и соленосные отложения мощностью от 1700 до 7000–8000 м. Мезозойско-кайнозойские осадки развиты локально, мощность их не превышает 100–200 м.

Фундамент платформы разбит на отдельные блоки тектоническими нарушениями, часть из которых прослеживается в осадочном чехле. Наиболее широко развиты они в узких (до 3–5 км), но довольно протяженных (до 200–230 км) грабенообразных прогибах (Сергеевско-Демском, Тавтимановско-Уршакском, Чекмагушевско-Ермекеевском, Шарано-Туймазинском и др.). Эти малоамплитудные нарушения (до 100 м) наблюдаются в широком стратиграфическом интервале (от среднего девона до среднего карбона, редко выше) и оказывают влияние на характер вертикального и латерального флюидопереноса.

В зависимости от глубины залегания кристаллического фундамента на территории Волго-Уральской антеклизы выделяются структуры второго порядка: Татарский и Башкирский своды, Бирская и Верхне-Камская впадины, юго-восточный склон Русской плиты. Сводовые поднятия в Башкортостане представлены своими южными частями; на Татарском своде отметки фундамента составляют минус 1600–1700 м, на Башкирском — минус 3000–7000 м. Во впадинах отметки поверхности фундамента минус 4000–8000 м, а на склоне плиты от минус 3000 до минус 8000 м.

Предуральский прогиб состоит из двух впадин, разделенных Каратауским структурным комплексом, северной — Юрюзано-Сылвинской и южной — Бельской. За восточную границу его обычно принимаются

---

синклинорий ($VI_1$ — Кракинское поднятие, $VI_2$ — Сакмарское поднятие, $VI_3$ — Икско-Сакмарская зона складчатости); VII — Уралтауское поднятие («антиклинорий»); VIII — Магнитогорский прогиб (мегасинклинорий): $VIII_1$ — Присакмаро-Вознесенский синклинорий, $VIII_2$ — Ирендыкское поднятие («антиклинорий»), $VIII_3$ — Магнитогорский синклинорий; IX — Уфимский амфитеатр; X — Восточно-Уральское поднятие. 1 — граница РБ; 2 — граница платформенной и складчатой областей

выходы на поверхность подошвы нижнепермских осадков, хотя положение ее довольно неопределенно, поскольку восточный борт прогиба перекрыт надвинутыми на него структурами Урала. Геологический разрез позднего протерозоя и палеозоя (включая средний карбон) аналогичен платформенному. Более молодые верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения представлены депрессионной, молассовой, рифовой и лагунной фациями. Это карбонатные, терригенные породы и соли. Общая мощность осадочных пород в Бельской впадине 9–12 км, в Юрюзано-Сылвинской — 5–7,5 км.

Восточным обрамлением Предуральского краевого прогиба служит Западно-Уральская зона складчатости, вытянутая в субмеридиональном направлении в виде неширокой (15–25 км) полосы. Основными структурными элементами ее служат антиклинальные и синклинальные складки палеозойских пород, представляющих собой тектонические покровы и чешуи, ограниченные снизу поверхностями пологопадающих на восток надвигов с суммарной вертикальной амплитудой смещения по ним до 2 км и более [Пучков, 2000].

Литологический состав палеозоя западного склона Урала непостоянен в различных его частях. В пределах Уфимского амфитеатра, обрамляющего Юрюзано-Сылвинскую впадину с востока, широко развиты терригенные толщи среднего карбона мощностью до 2000 м. Южнее, в Лемезинско-Бельском междуречье, до глубины 1000–3000 м распространены преимущественно карбонатные породы каменноугольного и девонского возраста, а на крайнем юге региона, в бассейнах Ика и Сакмары — глинистые терригенные осадки.

Центрально-Уральское поднятие является наиболее крупной геологической структурой герцинского Южного Урала, сформировавшейся в условиях миогеосинклинали. В составе его обособляются структуры второго порядка: Башкирский антиклинорий, Зилаирский синклинорий и Уралтауский антиклинорий. В пределах их распространены не содержащие магматических пород мощные (более 10000 м) сильно литифицированные, метаморфизованные толщи верхнего протерозоя и палеозоя. Они осложнены высокоамплитудными региональными надвигами Уральского простирания протяженностью в многие десятки и сотни километров и генетически связанными с ними складчатыми формами разного размера, тяготеющими к фронтальным частям дизъюнктивов. Восточная граница Центрально-Уральского поднятия проходит по Главному Уральскому разлому (ГУР).

Магнитогорский мегасинклинорий — восточный склон Южного Урала — является южной частью общеуральской отрицательной структуры — Тагило-Магнитогорского прогиба. Мегасинклинорий расположен к востоку от Центрально-Уральской миогеосинклинальной зоны и является главной составной частью его эвгеосинклинальной зоны.

Граница между ними проходит по упомянутому выше Главному Уральском разлому. К Башкортостану относятся только западная и центральная части Магнитогорского мегасинклинория — до долины р. Урал на востоке, протяженностью до 360 км. В плане он имеет удлиненную полосовидную форму субмеридионального простирания с резким заострением на севере, где ширина его составляет первые километры и сотни метров, южнее в районе гг. Магнитогорска и Верхнеуральска она увеличивается до 100–130 км, а затем уменьшается до 70 км на широте г. Орска.

Мегасинклинорий выполнен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами палеозоя (силура, девона и карбона), залегающими на метаморфических образованиях протерозоя (гнейсы, кварциты, сланцы). Глубина залегания фундамента, по геофизическим данным, увеличивается с севера на юг с 6–8 до 12–15 км.

Эвгеосинклинальный разрез палеозоя сложен и неоднороден в различных частях мегасинклинория. В целом он представлен разнообразными вулканитами (граниты, андезиты, порфириты, базальты, перидотиты и др.), туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, сланцами, известняками, терригенным флишем (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты).

Тектоническая структура мегасинклинория очень сложная, она сформирована комплексом пликативных и дизъюнктивных дислокаций, с широким участием надвигов, обусловивших синформный характер всей структуры в целом [Пучков, 2000].

Следует подчеркнуть, что современный структурный план Южного Урала и Предуралья, со всеми особенностями строения его поверхности (морфология и гипсометрия) обязан неотектонике — проявлению новейших (в основном неогеново-четвертичных) движений земной коры [Рождественский, 1971, 2000].

Крупными неотектоническими структурными элементами платформенной части республики (Западный Башкортостан) являются хорошо выраженные в строении ее земной поверхности поднятия – своды и понижения – депрессии [Рождественский, 1971 и др.]. Здесь выделены (см. рис. 7): 1) **Белебеевско-Стерлибашевский свод**, занимающий юго-западную часть территории республики; в современном рельефе он выражен Белебеевской, точнее Белебеевско-Стерлибашевской возвышенностью; 2) **Приуральское Общесыртовское поднятие**, геоморфологически выраженное широтной возвышенностью Сакмаро-Бельского междуречья; 3) **Уфимский свод**, которому в современном рельефе соответствует возвышенность Уфимского плато; 4) **Камско-Бельская** и 5) **Юрюзано-Айская депрессии**. Первая представляет собой обширное понижение рельефа, разделяющее Белебеевско-Стерлибашевский и Уфимский своды. По оси понижения протекает р. Белая на отрезке от

места выхода из гор до впадения в р. Каму. Юрюзано-Айская депрессия — крупное меридиональное понижение рельефа на северо-востоке республики, занятое одноименной предгорной равниной. Она ограничена на западе Уфимским плато, на юге — Каратауским структурным комплексом, на востоке — Уфимским амфитеатром, северная граница находится за пределами Башкортостана.

Депрессии, как и своды, в неотектонический этап участвовали в прерывистом поднятии земной коры, но, вследствие дифференцированного и неравномерного характера движений, они отставали от поднятий сводов, и в конечном счете на их месте образовались крупные отрицательные морфоструктуры.

Неотектонические своды и депрессии осложнены многочисленными структурами более высоких порядков — валами, прогибами, локальными поднятиями и др. Они отражены в современном рельефе рисунком гидрографической сети, морфологией и высотами водоразделов и др. Важную роль в новейшем текто- и геоморфогенезе Западного Башкортостана играют дизъюнктивные нарушения, активизация старых и возникновение новых разломов. Амплитуды новейших поднятий на платформе достигают 300–450 м.

Горная территория Башкортостана — новейший Южно-Уральский ороген [Рождественский, 2000 и др.] — по характеру рельефа и новейшей структуры разделяется на два крупных меридионально вытянутых района — северный и южный. Граница между ними проходит примерно по широтному течению р. Белой.

Больший по площади **северный** район имеет низко- и среднегорный рельеф, представленный меридиональными и субмеридиональными хребтами и разделяющими их межгорными понижениями. К этому району приурочены участки рельефа с высотами, превышающими 1100–1200 м и достигающими 1500–1600 м (максимальные на горных массивах Ямантау — 1640 м, и Иремель — 1554 м) в районе Башкирского поднятия на западном склоне Южного Урала. Особенностью новейшей структуры северного района является ее сводово-блоковый характер. Он выявляется по закономерной связи изменений амплитуд новейших поднятий и абсолютных высот вершинной поверхности рельефа в широтном пересечении от периферии к центру горного сооружения, приходящегося на район Башкирского поднятия. Из этого же района происходит общее снижение вершинной поверхности в северном и южном направлениях, более постепенное, чем в широтном. Амплитуды новейших поднятий в северном районе достигают 900–1000 м.

**Южный** район представляет собой крупное блоковое поднятие, монолитность которого подчеркивается выдержанным плоскогорным характером его современного рельефа. Это — Южно-Уральское плоско-

горье (см. рис. 7). Максимальные высоты местности редко достигают 650–700 м в северо-восточной части плоскогорья, отсюда они снижаются в южном и юго-западном направлениях. Амплитуда новейших поднятий плоскогорья не превышает 500 м.

Элементами новейшей тектоники территории Башкортостана являются так называемые переходные геоморфологические зоны между новейшим орогеном и соседними с ним с запада и востока, расположенными гипсометрически ниже материковыми платформами [Рождественский, 1971]. Они выражены предгорными равнинами — Юрюзано-Айской и Бельской на западе и грядово-холмистой на востоке. Характерная особенность их заключается в закономерном усложнении строения и повышении их поверхности, возрастании роли активизированных старых и новообразованных дизъюнктивных нарушений (сбросов, сдвигов, надвигов и др.) в направлении от платформы к орогену. Разрывные нарушения являются важной составной частью новейшего тектогенеза республики, особенно в области горообразования.

Дифференцированные поднятия и опускания неогенового и четвертичного времени превратили Южно-Уральский ороген в основной регулятор и распределитель стока поверхностных и подземных вод, оказывающий большое влияние на Волго-Камский артезианский бассейн.

Новейшая тектоника оказывает влияние на карстовые процессы, карстовую гидрологию всего Южного Урала и Предуралья.

Наибольшее распространение карстовые формы рельефа имеют в районах более активного проявления восходящих движений земной коры. Известно, что в долинах равнинных и горных рек карстовые пещеры открываются своими устьями на уровне плиоценовых и четвертичных террас.

## 1.6. Гидрогеологические условия

В соответствии с принципами структурно-гидрогеологического районирования на территории Башкортостана выделяются [Попов, 1985] Волго-Уральский сложный артезианский бассейн (АБ), относящийся к системе бассейнов Восточно-Европейской артезианской области (АО), и Уральская гидрогеологическая складчатая область (ГСО) (рис. 8).

Волго-Уральский бассейн геотектонически отвечает одноименной антеклизе, Предуральскому прогибу и западному склону Урала. Он состоит из двух структурных этажей: нижнего — фундамента, представленного кристаллическими образованиями архея – раннего протерозоя, и верхнего — чехла, сложенного осадочными толщами позднего протерозоя, палеозоя и мезозоя – кайнозоя. Литологически

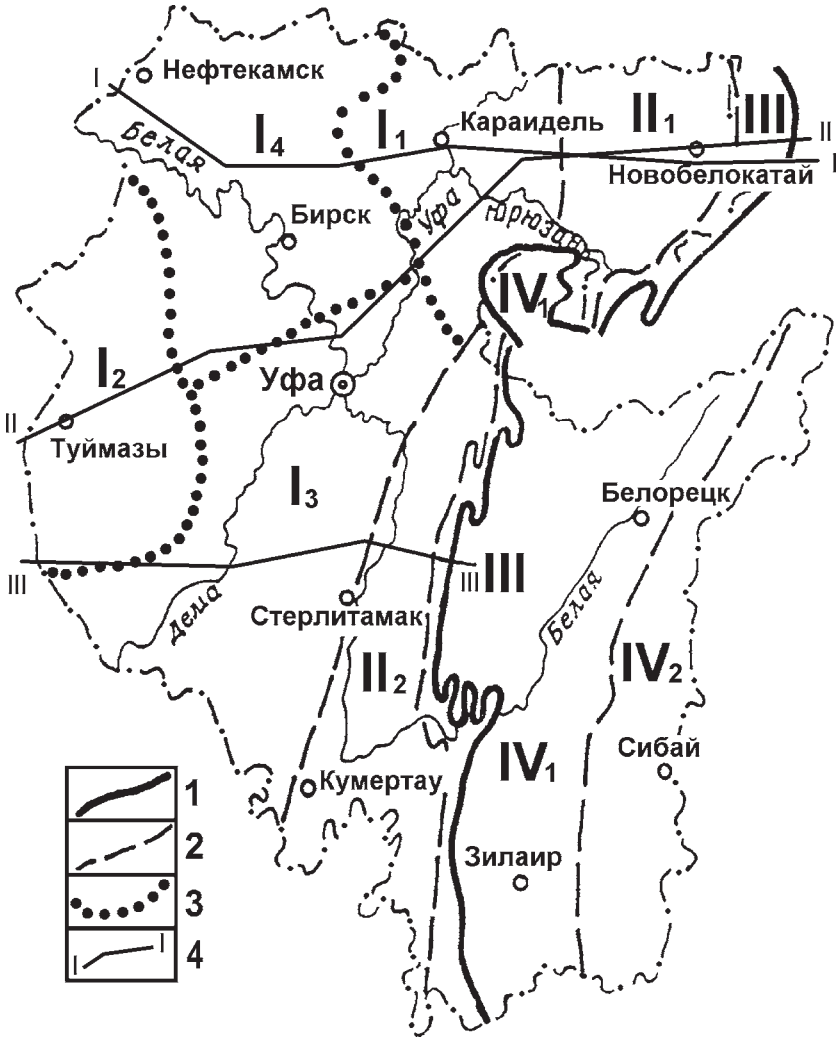



**Рис. 8. Схема гидрогеологического районирования Республики Башкортостан [Попов, 1985]**

1 — граница между Волго-Уральским артезианским бассейном и Уральской гидрогеологической складчатой областью; 2 — границы между гидрогеологическими структурами второго и третьего порядка: I — Волго-Камский АБ, II — Предуральский АБ: $II_1$ — Юрюзано-Сылвинский АБ, $II_2$ — Бельский АБ, III — Западно-Уральский ААБ, IV — Уральская гидрогеологическая складчатая область: $IV_1$ — бассейн трещинно-жильных вод Центрально-Уральского поднятия, $IV_2$ — то же, Магнитогорского мегасинклинория; 3 — границы между тектоническими структурами Волго-Камского АБ: $I_1$ — Пермско-Башкирский свод, $I_2$ — Татарский свод, $I_3$ — юго-восточный склон Русской плиты, $I_4$ — Бирская и Верхне-Камская впадины; 4 — линия гидрогеохимического разреза

осадочный чехол — это в основном карбонатные, в меньшей степени терригенные и галогенные породы, мощностью от 1,7–4 км на сводах (Татарском, Пермско-Башкирском) до 8–12 км во впадинах (Верхне-Камской, Бельской, Юрюзано-Сылвинской).

Волго-Уральский бассейн разделяется на Волго-Камский и Предуральский артезианские бассейны второго порядка, отвечающие соответственно юго-восточному склону Русской плиты и Предуральскому краевому прогибу, и Западно-Уральский артезианский бассейн.

Помимо существенных различий между названными бассейнами второго порядка и их известной автономности, они обладают и целым рядом сходных черт (наличие одновозрастных толщ, их близкий состав и степень метаморфизма, присутствие одних и тех же геохимических и генетических типов вод), что и явилось основанием для их объединения в Волго-Уральский сложный артезианский бассейн. Предуральский бассейн Каратауским комплексом делится на бассейны третьего порядка: Юрюзано-Сылвинский и Бельский, в гидрогеодинамическом отношении разобщенные друг от друга.

По характеру скоплений в Волго-Уральском бассейне выделяются поровые, порово-трещинные, трещинные и трещинно-карстовые классы подземных вод пластового типа. Наиболее широко развиты они в палеозойских отложениях Волго-Камского и Предуральского бассейнов. В позднепротерозойских (рифейско-вендских) сильно литифицированных, метаморфизованных образованиях этих структур, расположенных в зонах позднего катагенеза и метагенеза (на глубине более 2–3 км), распространены главным образом трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений, литогенетической и тектонической трещиноватости.

В Западно-Уральском бассейне, представляющем собой систему линейной складчатости, сложенную карбонатными и терригенными породами карбона и девона, доминируют пластовые трещинно-карстовые и трещинные воды.

В гидрогеологических структурах Предуралья с преобладанием пластовых скоплений подземных вод с некоторой условностью выделяется 10 гидрогеологических комплексов, в каждом из которых заключены воды одного или нескольких классов [Попов, 1985]. Границами комплексов служат глинистые и галогенный водоупоры (кыновско-доманиковый, визейский, верейский, кунгурский). Среди них наиболее мощным (50–300 м и более) является кунгурский галогенный водоупор (гипсы, ангидриты, каменная соль), разделяющий чехол на два гидрогеологических этажа, в пределах которых условия формирования подземных вод существенно отличаются.

В целом для Волго-Уральского бассейна свойственна тесная парагенетическая связь ионно-солевого состава вод и водорастворенных

газов, взаимосвязь газогидрогеохимических и гидрогеодинамических параметров. Градиентно-упорядоченное распределение с глубиной показателей общего ионно-солевого, микрокомпонентного и газового состава вод соответствует прямому типу зональности и позволяет использовать их в качестве критерия региональной гидрогеодинамики (табл. 9).

Распределение подземных вод в осадочной толще Волго-Уральского бассейна контролируется вертикальной гидрогеодинамической и газогидрогеохимической зональностями, отражающими историю его гидрогеологического развития и современные процессы в системе вода—порода—газ—органическое вещество [Попов, 1985]. Суть их заключается в последовательном замещении с глубиной (рис. 9) гидрокарбонатных вод (до 1 г/л) сульфатными (1—20 г/л), сульфатно-хлоридными (5—35 г/л) и хлоридными (35—400 г/л). Одновременно происходит смена водорастворенных газов от кислородно-азотного до сероводородно-углекисло-метаново-азотного, азотно-метанового и метанового, снижение величин Eh (от +650 до —450 мВ) и pH (от 9 до 5).

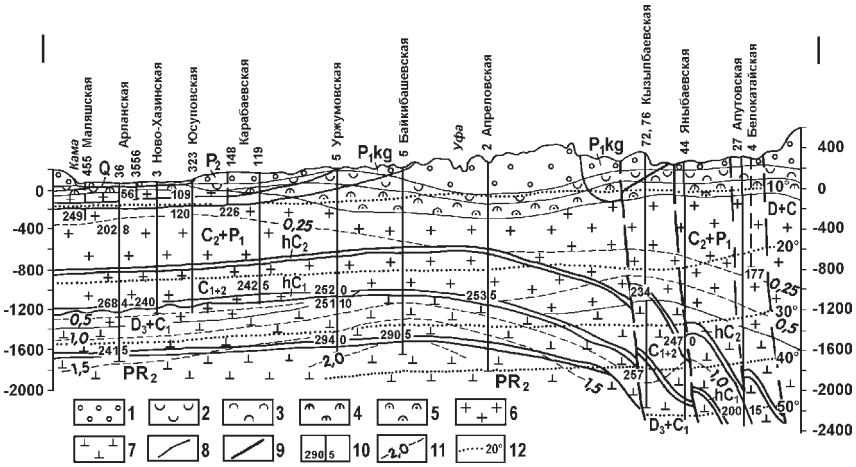



**Рис. 9. Гидрогеохимический разрез Башкирского Предуралья по линии I—I [Попов, 1985]**

1—7 — химический состав и минерализация подземных вод (г/л): 1 — гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные разнообразного катионного состава (до 1), 2 — сульфатные кальциевые (1—3), 3 — сульфатные натриевые и кальциево-натриевые (3—10, редко более), 4 — сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые (3—10), 5 — сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые и хлоридные натриевые (10—36), 6 — хлоридные натриевые (36—310), 7 — хлоридные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые (250—330); 8 — гидрогеохимические границы; 9 — стратиграфические границы; 10 — скважина: цифры слева — минерализация (г/л), справа — содержание иода в опробованном интервале (мг/л), наверху номер скважины и название нефтеразведочной площади; 11 — изолинии содержания брома (г/л); 12 — гидроизотермы

**Таблица 9**

Сопоставление гидрогеодинамической (ГД), гидрогеохимической (ГХ) и газовой (ГЗ) зональностей [Попов, 1985]

| Этажи | ГД | | | | | ГЗ | | | | ГХ | | | | | T°C / P, ат |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Зоны | H, м | v, м/год | t, $10^6$ лет | Генезис вод | Зоны | Газо-содер-жание, $см^3/л$ | $\frac{Ar \times 100}{N_2}$ | He / Ar | Зоны | Подзоны | M, г/л | pH | Eh, мВ | |
| Верхний | Интенсивного водообмена | 50–250 | $n10^3$–10n | $10^{-5}$–$10^{-3}$ | Инфильтрационный | $O_2$–$N_2$ | 15–50 | > 1,2 | < 0,4 | $HCO_3$ | Mg–Ca | 0,3–1,0 | 6,7–8,5 | +100 … +650 | 4–10 / 1–50 |
| | | | | | | | | | | | Na | 0,5–1,7 | 7,3–8,5 | +100 … +300 | |
| | Затрудненного водообмена | 50–350 | n | $10^{-3}$–$10^{-1}$ | | | | | | $SO_4$ | Mg–Ca | 1–3 | 7,3–8,4 | +250 … –150 | |
| | | | | | | | | | | | Na | 1,5–20 | 7,4–8,8 | | |
| Нижний | Весьма затрудненного водообмена | | | | Инфильтрационно-седиментационный | $H_2S$–$N_2$ | 50–800 | 0,3–1,0 | 0,4–3 | $SO_4$-Cl | Ca–Na | 5–36 | 6,7–7,5 | +100 … –180 | 10–35 / 50–180 |
| | | | | | | $H_2S$–$CO_2$–$N_2$–$CH_4$ | | | | Cl | Mg | 300–390 | 5,4–7,0 | –100 … –430 | |
| | | | | | | | | | | | Na | 36–320 | | | |
| | Застойного режима | 300–5000 | $n10^{-3}$–$10^{-5}$ | 150–500 | Седимен-тационный | $N_2$–$CH_4$ | 250–1500 | 0,15–0,5 | 3–15 | | Na–Ca | 200–330 | 5,9–7,3 | –100 … –300 | 35–150 / 180–500 |

Зональность подземных вод проявляется в глобальном масштабе и принадлежит к категории фундаментальных свойств гидролитосферы. Под ней понимается закономерность в пространственно-временной организации подземной гидросферы, определенная направленность изменения гидрогеодинамических, гидрогеохимических, гидрогеотермических и гидрогеохронологических параметров.

В осадочном чехле Волго-Уральского бассейна выделяются два гидрогеохимических этажа, которые по своему объему в целом соответствуют гидрогеодинамическим этажам (см. табл. 9). Верхний этаж (300–400 м, редко более) заключает преимущественно инфильтрогенные кислородно-азотные (азотные) воды различного ионно-солевого состава с минерализацией, обычно не превышающей 10–12 г/л. В пределах нижнего этажа залегают высоконапорные, главным образом, хлоридные рассолы различного происхождения (седиментогенные, инфильтрогенные, смешанные) с концентрацией солей до 250–300 г/л и более, а водорастворенные газы ($H_2S$, $CO_2$, $CH_4$, $N_2$) отвечают восстановительной геохимической среде, обстановкам весьма затрудненного водообмена и квазизастойного режима недр. В пределах этажей по химическому составу и степени минерализации выделяются четыре зоны — гидрокарбонатная, сульфатная, сульфатно-хлоридная и хлоридная, которые в свою очередь подразделяются на ряд подзон.

Зона пресных (до 1 г/л) гидрокарбонатных (питьевых) вод приурочена к породам широкого возрастного диапазона (от четвертичных на платформе до девонских на западном склоне Урала) и в гидрогеодинамическом отношении соответствует зоне интенсивной циркуляции. Мощность (H) ее колеблется от 20–50 м в долинах рек до 150–200 м на водоразделах, а на Уфимском плато достигает 500–800 м (рис. 10, 11). Скорости движения вод (v) в зависимости от фильтрационных свойств пород и гидравлического градиента изменяются от десятков и сотен метров до десятков километров в год, а сроки полного водообмена (t) — от десятков до первых сотен лет.

В составе гидрокарбонатной зоны выделяются две подзоны (см. рис. 11): верхняя — кальциевых (магниево-кальциевых) и нижняя — натриевых вод. Мощность последней обычно колеблется от 20 до 100 м и редко более (Юрюзано-Айская впадина). Минерализация гидрокарбонатных натриевых (содовых) вод обычно составляет 0,5–0,9 г/л, но в отдельных случаях достигает 1,2–1,7 г/л. В генетическом отношении чистые содовые воды тесно связаны с терригенными существенно глинистыми пермскими формациями, представленными переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин. Они обладают довольно низкими фильтрационными свойствами и невысокой водообильностью. Газовый состав гидрокарбонатных вод отвечает окислительной геохимической обстановке: $N_2$ 30–35, $CO_2$ 5–30, $O_2$ до 10 мг/л. Газонасыщен-

ность обычно 15–50 мл/л, Eh +100...+650 мВ, pH 6,7–8,8, T 4–6°C. Содержание гелия (He) соответствует атмосферному ($5 \cdot 10^{-5}$ мл/л).

Зона сульфатных солоноватых и соленых вод развита повсеместно, исключая очаги природного и техногенного (районы некоторых нефтяных месторождений) влияния глубинных рассолов. К ней относятся сульфатный и гидрокарбонатно-сульфатный классы вод с минерализацией от 1–3 до 15–20 г/л, формирующиеся в окислительной геохимической

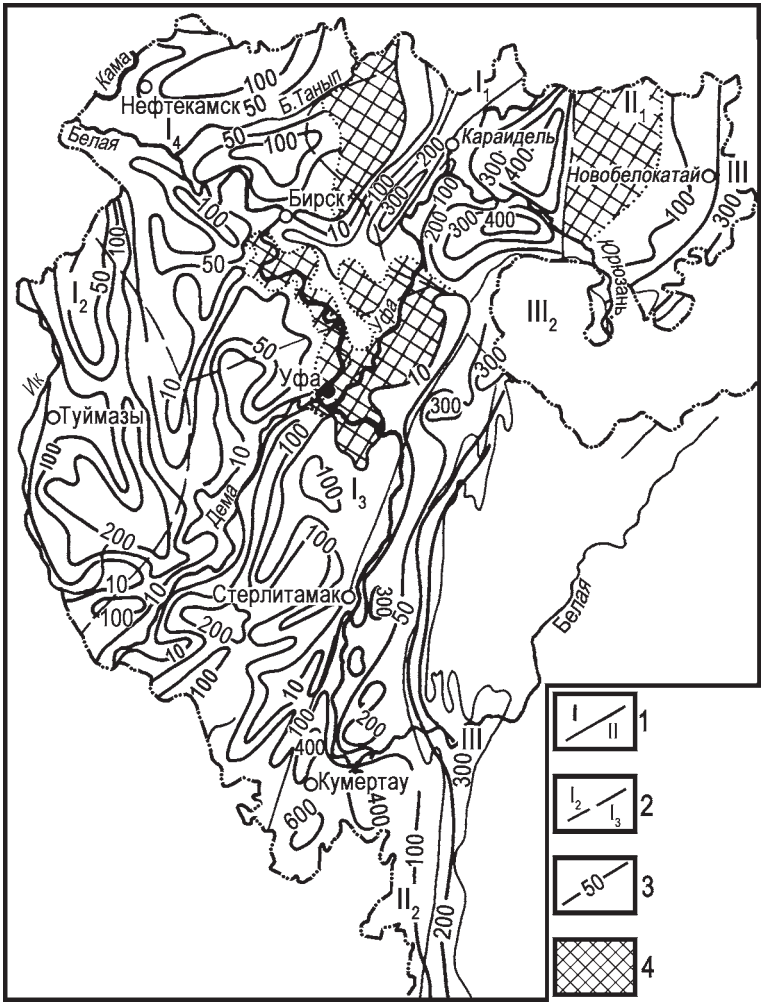



**Рис. 10. Карта мощности зоны гидрокарбонатных вод Башкирского Предуралья**

1–2 — границы тектонических элементов первого и второго порядков (см. рис. 8); 3 — изолинии мощности гидрокарбонатных вод, м; 4 — участки спорадического распространения гидрокарбонатных вод

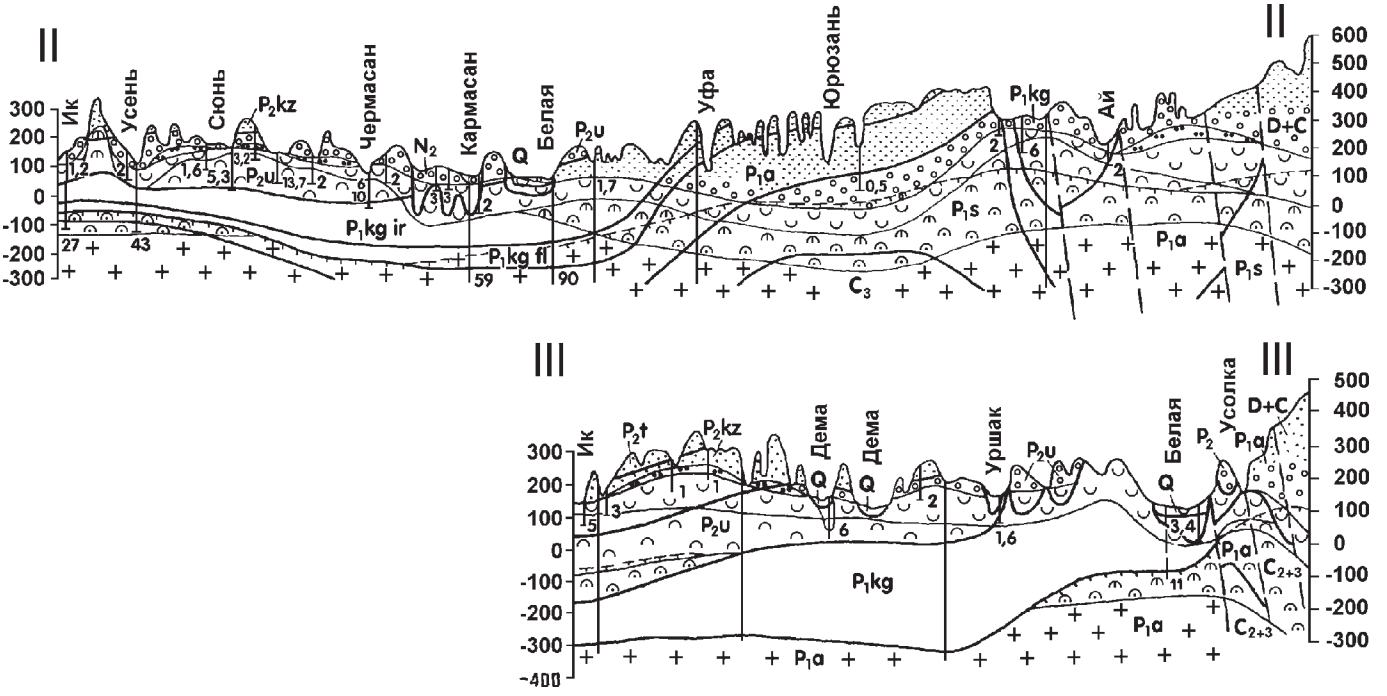



**Рис. 11. Гидрогеохимические разрезы по линиям II–II и III–III [Абдрахманов, Попов, 1990]**

Условные обозначения см. на рис. 9

среде, главным образом, в пермских гипсоносных отложениях. В гидрогеодинамическом отношении она отвечает как зоне интенсивной циркуляции (выше вреза эрозионной сети), так и зоне затрудненного водообмена, где скорости движения подземных вод снижаются до десятков метров в год, а время полного водообмена, напротив, возрастает до сотен и тысяч лет.

Глубина залегания сульфатных вод изменяется от 0 до 250 м и более. Средняя мощность зоны составляет около 100–150 м (см. рис. 9). В пределах зоны заключены основные ресурсы лечебно-питьевых вод инфильтрационного происхождения, ведущую роль в формировании состава которых играют процессы экстракции из пород гипса и ионообменные явления с участием поглощенного комплекса пород.

Кислородно-азотный и азотный состав сульфатных вод формируется за счет поступления вместе с инфильтрационными водами газов воздуха, и только в редких случаях при глубоком погружении подошвы зоны и большой ее мощности в газовой фазе присутствует $H_2S$, генетически связанный с биохимическими процессами в сульфатизированных и битуминозных пермских породах. Концентрация $O_2$ вниз по разрезу зоны в связи с его расходованием на окисление органического вещества, железа, сульфидов снижается от 4–5 мг/л до нуля, а величина Eh — от +250 до –150 мВ. Кислотно-щелочной потенциал pH изменяется от 7,3 до 8,8; T 4–10°C. Увеличивается содержание гелия (до $30–100 \cdot 10^{-5}$ мл/л).

По катионному составу воды сульфатной зоны относятся к двум основным группам — кальциевой (магниево-кальциевой) и натриевой (кальциево-натриевой), — соответствующим гидрогеохимическим подзонам гипсовых и глауберовых вод.

Минерализация вод верхней подзоны обычно не превышает 2,5–2,6 г/л. Это типичные воды выщелачивания гипсов, загипсованных терригенных и карбонатных пород, в составе которых преобладают сульфат-ион (до 80–90%), кальций и магний (до 90–98% суммарно). Мощность подзоны изменяется от 10 до 100 м.

Сульфатные натриевые воды нижней подзоны приурочены исключительно к терригенным гипсоносным пермским осадкам лагунно-морского происхождения, залегающим ниже днищ основных рек региона. Наиболее развиты они в верхнепермских отложениях на западе региона, где глубина залегания кровли подзоны изменяется от 10–20 м в долинах рек до 200 м на водоразделах. Мощность ее в среднем 100 м. В Предуральском бассейне сульфатные натриевые воды вскрываются на глубине до 100–300 м; мощность подзоны здесь может достигать 120–150 м.

Минерализация сульфатных натриевых вод колеблется от 1,4 до 20, обычно 3–10 г/л, причем рост ее происходит с глубиной. При величине минерализации до 6,0–6,5 г/л воды по катионному составу обычно кальциево-натриевые или смешанные (трехкомпонентные). В более

минерализованных водах ведущее значение среди катионов принадлежит натрию (до 85–90%), что в абсолютном выражении составляет 4–5 г/л. Образование сульфатных натриевых вод обусловлено двумя взаимосвязанными и взаимообусловленными процессами, стимулирующими друг друга: экстракцией $CaSO_4$ и обменной адсорбцией между кальцием раствора и натрием поглощенного комплекса пород.

Зона сульфатно-хлоридных вод с минерализацией 5–36 г/л, как и лежащая выше, связана, главным образом, с пермскими отложениями и характеризуется условиями затрудненного гидрогеодинамического режима. В геохимическом отношении зона занимает промежуточное положение, отличаясь окислительно-восстановительной обстановкой (Eh от +100 до –180 мВ; pH 6,7–7,5), газами атмосферного ($O_2$, $N_2$) и биохимического ($H_2S$) происхождения. Поэтому в зависимости от газового состава минеральные сульфатно-хлоридные воды могут быть использованы или в лечебно-питьевых, или в бальнеологических целях.

К востоку от меридиана г. Уфы, в краевой части Волго-Камского бассейна и в Предуральском бассейне сероводородные сульфатно-хлоридные воды (5–30 г/л) установлены в карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях раннепермского возраста, а в Западно-Уральском бассейне — в карбонатных каменноугольных и девонских отложениях. Мощность зоны здесь достигает 250 м (см. рис. 9, 10).

Зона хлоридных рассолов развита повсеместно, занимает наибольший интервал гидрогеохимического разреза (от 3 км на Уфимском плато до 10–11 км в Предуральском прогибе) и полностью соответствует нижнему этажу артезианского бассейна.

В составе зоны выделяется две основные подзоны: натриевых ($CaCl_2$ менее 20%) и натриево-кальциевых ($CaCl_2$ до 50–70%, или 100–150 г/л) рассолов. Указанные подзоны отличаются не только общим ионно-солевым, но микрокомпонентным и газовым составом вод, а также гидрогеодинамическими условиями.

Главные газовые компоненты нижней подзоны — $CH_4$ и $N_2$. $H_2S$ в ней отсутствует. Напротив, $H_2S$ является обязательной составной частью газового состава рассолов верхней (натриевой) подзоны. Одним из непременных условий биохимической генерации $H_2S$, как известно, является подвижность подземных вод, обеспечивающая растворение $CaSO_4$ и жизнедеятельность сульфатредуцирующих бактерий. Это обстоятельство, а также данные по степени метаморфизации рассолов (rNa/rCl), величинам бромного градиента (Br/H), коэффициентов Br/M, He/Ar дают основание связать верхнюю подзону с условиями весьма затрудненного водообмена, а нижнюю — с обстановкой квазизастойного водного режима [Попов, 1985].

Подзона хлоридных натриевых сульфидно-углекисло-метаново-азотных рассолов (36–320 г/л) в генетическом отношении связана

с сульфатизированными и битуминозными карбонатными породами раннепермского и каменноугольного возраста. Геохимически она отвечает умеренно и резко восстановительной обстановке с величиной Eh от –100 до –430 мВ; pH 5,4–7; T 10–35°C. Концентрация гелия 0,3–1,6 мл/л.

Гидрогеологические условия Уральской гидрогеологической складчатой области определяются условиями формирования подземной гидросферы в бассейне трещинно-жильных вод. Бассейн трещинно-жильных вод складчатого Урала в геоструктурном отношении охватывает Центрально-Уральское поднятие и Магнитогорский прогиб (см. рис. 8). Водоносность сильно дислоцированных метаморфических и осадочно-вулканогенных пород протерозоя и палеозоя с жесткими связями обусловлена их трещиноватостью, которая обычно не подчиняется возрастным границам, часто их пересекает. По отношению к названным коллекторам трещинного типа используется термин водоносная (обводненная) зона, и в зависимости от генезиса трещин выделяют регионально-трещинные воды зоны выветривания и локально-трещинные воды зон тектонических нарушений (разломов) [Абдрахманов, Попов, 1999]. Обводненность карбонатных пород, кроме трещиноватости, связана и с их закарстованностью. Динамика вод определяется рельефом местности и сложной гидравлически связанной между собой системой трещин. Разгрузка подземных вод происходит в речную сеть.

Мощность зоны региональной трещиноватости колеблется от 100 до 250 м, иногда до 500 м. Подземные воды региональной трещиноватости безнапорные, а локальной трещиноватости — слабонапорные.

Сложные гидрогеологические условия региона обусловлены разнообразием вещественного состава магматических, метаморфических и осадочных пород, различной степенью их тектонической дислоцированности и трещиноватости, своеобразием условий питания, движения и разгрузки подземных вод. В отличие от Волго-Уральского артезианского бассейна со скоплениями вод пластового типа, здесь преимущественным развитием пользуются трещинно-жильные скопления вод: регионально-трещинные зон выветривания и локальнотрещинные зон тектонических нарушений. Помимо типичных интрузивных и метаморфических гидрогеологических массивов, соответствующих выходам на поверхность кислых (граниты, гранитогнейсы), средних (диориты, андезиты, порфириты), основных (базальты, диабазы) и ультраосновных (перидотиты, пироксениты, серпентиниты) пород, широкое развитие получили гидрогеологические интермассивы и адмассивы, связанные с вулканогенно-осадочными толщами силура, девона и карбона. Сильная дислоцированность пород с жесткими связями обусловливает формирование единой системы трещинных вод.

Концентрация подземного стока происходит в межхребтовых понижениях, зонах тектонических нарушений, контактов, жил и даек, обладающих повышенной трещиноватостью и водообильностью. Дебиты источников здесь достигают 3–5 л/с и более, а удельные дебиты неглубоких скважин (до 50–80 м) — 1–2 л/с. С глубиной удельные дебиты скважин уменьшаются. Ниже зоны региональной трещиноватости локально-трещинные воды могут быть вскрыты только в зонах тектонического дробления и рассланцевания пород.

Глубокие части структур Уральской складчатой области, а, следовательно, и их вертикальная гидрогеологическая зональность практически не изучены. Анализ материалов по другим горным сооружениям, как молодым (Кавказ, Копетдаг), так и древнейшим (Украинский, Балтийский щиты и др.), показал, что они не являются гидрогеологически однозональными структурами. Инфильтрационным водообменом в них охвачена только верхняя часть разреза (до 1–2 км), воды которой разгружаются в виде источников. Ниже располагается многокилометровая толща слабопромытых пород, насыщенных хлоридными рассолами талассогенного (морского) облика.

Подобная ситуация, судя по всему, характерна и для Урала [Абдрахманов, Попов, 1999]. Подтверждением этому служат иодобромные рассолы, вскрытые на глубине свыше 2 км в каменноугольных отложениях Магнитогорского мегасинклинория (Уральская площадь). Восходящая разгрузка глубинных хлоридных вод известна и в Башкирском мегантиклинории (Ассинские минеральные источники).

В.А. Кирюхин и его соавторы [1989], обобщившие материал по гидрогеохимии складчатых областей, в том числе древних (Казахской, Уральской, Донбасской и др.), также полагают, что на Южном Урале под зоной пресных вод возможна зона соленых вод и рассолов. Абсолютные отметки кровли последней предположительно составляют –200 ... –1000 м.

Химический состав подземных вод и условия их формирования выяснены слабо. В трещиноватой зоне пород Центрально-Уральского поднятия сформировались преимущественно пресные воды (0,1–0,5 г/л) гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого и натриево-кальциевого состава. В Магнитогорском мегасинклинории состав подземных вод более разнообразен. Здесь, наряду с гидрокарбонатными, встречаются сульфатно-хлоридные и хлоридные воды смешанного трехкомпонентного состава. Минерализация изменяется от 0,5–0,7 до 2–3, иногда 5 г/л.

На Учалинском, Сибайском и других медноколчеданных месторождениях вблизи рудных тел, залегающих среди туфогенных пород кислого состава, под влиянием окисляющихся сульфидов формируются кислые (pH 3,6–4,3) почти чистые сульфатные воды (до 96% $SO_4^{2-}$) пестрого катионного состава с минерализацией до 8–12 г/л. В них

установлены: $Fe^{2+}$ 0,2–200, $Fe^{3+}$ 0,2–19,5, Cu 8,4–175, Zn 174–576 мг/л и др. Анализ гидрогеохимических данных за последние 30 лет свидетельствует о росте минерализации рудничных вод и концентрации в них металлов. При поступлении вод в общий водосборник, после смешения в дренажной системе, минерализация их снижается до 2–3 г/л.

Примеры рудничных «полиметальных» вод Учалинского месторождения:

$$O_2\,N_2\,Fe\,0{,}035\,Cu\,0{,}030\,Zn\,0{,}174\,M\,6{,}2\,\frac{SO^4\,78\,Cl\,22}{Ca\,52\,Mg\,47\,Na\,1}\,pH\,4{,}3;$$

$$O_2\,N_2\,Fe\,0{,}075\,Cu\,0{,}175\,Zn\,0{,}58\,Mn\,0{,}028\,M\,11{,}9\,\frac{SO^4\,96\,Cl\,4}{Na\,50\,Mg\,26\,Ca\,24}\,pH\,4{,}1.$$

Гидрогеологическое опробование эффузивных пород (березовская свита) глубоких горизонтов на уральской площади (скв. 4, рис. 12) показало, что в интервале 1947–2120 м они имеют низкие коллекторские свойства, а минерализация воды составляет 18 г/л. Состав ее хлоридный кальциево-натриевый, тип IIIб. Заслуживает внимания повышенная концентрация брома (51,8 мг/л).

Глубокие части Кизильского водоносного комплекса, вскрытые скважинами 1, 2 и 5 (см. рис. 12), характеризуются значительным поглощением промывочной жидкости (интервалы 1248, 2910–2940,

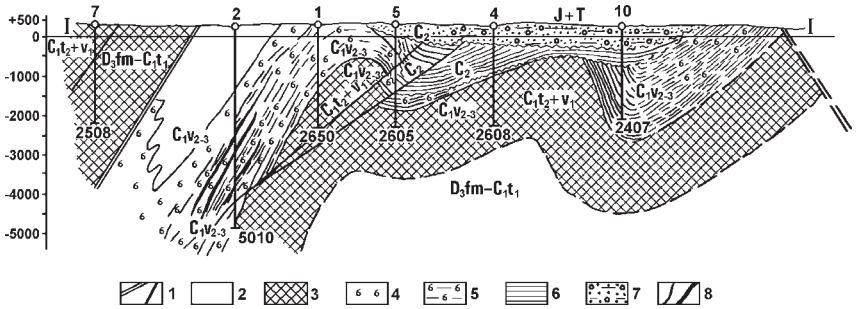



**Рис. 12. Геологический разрез Уральской площади Магнитогорского мегасинклинория [Тагиров, 1978]**

**$D_3fm–C_1t_1$** — фаменский ярус верхнего девона – нижнетурнейский подъярус нижнего карбона, зилаирская свита; **$C_1t_2+v_1$** — верхнетурнейский–нижневизейский подъярусы нижнего карбона, березовская свита; **$C_1v_{2–3}$** — средне-верхневизейский подъярусы – намюрский ярус нижнего карбона, кизильская свита; **$C_2$** — московский ярус среднего карбона, уртазымская свита; **J+T** — юрские и триасовые отложения. 1 — тектонические нарушения; 2 — рифогенные тела; 3 — осадочно-магматические породы; 4 — карбонатные органогенные и органогенно-детритовые породы турбулентного режима; 5 — органогенные и органогенно-детритовые породы турбулентного режима, глинистые; 6 — глинисто-карбонатные и терригенные породы депрессионной фации; 7 — терригенные породы; 8 — межпластовые интрузии

3085 и 4195 м). Из интервала 3856–3932 м получена высокометаморфизованная вода следующего состава:

$$M\,62{,}8\,\frac{Cl\,98\;SO^{4}\,2}{Ca\,46\;Na\,40\;Mg\,14}\;rNa/rCl\;0{,}41.$$

В крайних юго-восточных районах Башкортостана в междуречье Сакмары – Таналыка и по правобережью последнего получили распространение спорадически обводненные нижне-среднеюрские отложения, выполняющие эрозионно-тектонические впадины в палеозое. Водоносными являются линзы и прослои песков и галечников, залегающие среди преобладающих по мощности глин. Дебиты скважин в песках 0,2–1,5 л/с при понижении 8–4 м.

Пресные гидрокарбонатные воды на небольшой глубине (10–25 м) сменяются сульфатно-хлоридными и хлоридными натриевыми с минерализацией до 3,5–15 г/л (Хайбуллинский район).

# Глава 2.
# ЗАЩИЩЕННОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Оценка естественной защищенности подземных вод от загрязнения относится к числу важных гидрогеологических задач. В настоящее время процессы техногенного воздействия на подземные воды в Башкортостане превратились из локальных в региональные. В связи с этим угроза загрязнения пресных подземных вод представляет во много раз большую опасность, чем угроза их количественной нехватки. В этих условиях оценка природной защищенности подземных вод от загрязнения представляет не только теоретический, но и большой практический интерес.

## 2.1. Факторы защищенности подземных вод

По определению Н.В. Роговской [1976], понятие защищенности подземных вод включает то, что в природе на пути миграции вод встречаются различные природные «препятствия-барьеры», не пропускающие или затрудняющие проникновение загрязняющих веществ в водоносный горизонт, как с поверхности земли, так и из областей питания. Факторами, определяющими защищенность подземных вод, являются:

1) зона аэрации (ее мощность, геолого-литологическое строение, водно-физические, сорбционные и прочие свойства пород);
2) региональный водоупор, залегающий первым от поверхности, на котором формируются грунтовые воды (характер его распространения, мощность, литологический состав пород);
3) гидродинамическая изолированность основного водоносного горизонта (условия питания, дренирования грунтовых и напорных вод);
4) химический состав подземных вод защищаемого горизонта;
5) водно-физические (фильтрационные) свойства пород водоносных горизонтов;
6) локальные условия интенсивной фильтрации (физико-геологические процессы: карст, трещиноватость пород и др.).

В.М. Гольдберг [Гольдберг, Газда, 1984] все эти факторы объединяет в три группы: природные, техногенные и физико-химические.

К основным природным факторам относятся: наличие в разрезе слабопроницаемых отложений, фильтрационные, поглощающие и сорбционные свойства пород, соотношение уровней водоносных горизонтов и пр.

К техногенным относятся условия нахождения загрязняющих веществ на поверхности земли (пруды-накопители, шламохранилища, поля фильтрации, орошаемые сточными водами, и пр.) и определяемый этими условиями характер проникновения загрязняющих веществ в подземные воды.

Физико-химические факторы определяются специфическими свойствами загрязняющих веществ (миграционная способность, сорбируемость, растворимость, химическая стойкость — время распада загрязняющего вещества) и взаимодействием загрязняющих веществ с породами и подземными водами.

К.Е. Питьева [1984] важное значение при оценке защищенности придает гидрогеохимических условиям (геохимическим барьерам) формирования подземных вод в техногеннонарушенных условиях.

Оценка защищенности подземных вод осуществляется «сверху» — через зону аэрации и «снизу» — в результате разгрузки напорных минерализованных вод через разделяющие глинистые слои. Методика оценки их принципиально отличается.

## 2.2. Водопроницаемость глинистых пород

Среди природных факторов главными при оценке защищенности пресных подземных вод выступают мощность и фильтрационные свойства глинистых пород, залегающих как в зоне аэрации, так и в разделяющих водоносные горизонты слоях.

Вопрос о проницаемости и гидрогеологической роли глинистых осадков изучен недостаточно и до сих пор является дискуссионным. В целом процесс фильтрации в них характеризуется большой сложностью. Долгое время господствовало мнение об абсолютной их водонепроницаемости, хотя еще в конце 40-х годов появились работы, свидетельствующие о том, что вертикальная фильтрация через глинистые толщи в определенных условиях может иметь значительные размеры [Мятиев, 1950]. И только в последнее время положение о региональной водопроницаемости глинистых пород получило признание многих исследователей. Было установлено, что фильтрационные свойства глин являются динамичным параметром, зависящим от многих факторов (структурных, текстурных, минералогических, гидрогеологических, биогенных и др.).

Глинистые породы в регионе занимают значительное место в разрезах различных геологических образований (четвертичных, неогено-

вых, палеогеновых, пермских и др). Среди четвертичных выделяются элювиально-делювиальные (edQ) и делювиальные (dQ) образования, покрывающие чехлом мощностью от 1–3 до 10–15 м водоразделы и пологие склоны, перигляциальные (pglQ), озерные и другие, слагающие преимущественно верхние части террас (от 1–5 до 15–20 м) рек Камско-Бельского бассейна и притоков Урала. Элювиально-делювиальным суглинкам и глинам свойственно наличие дресвяно-щебнистого материала. В долинах рек глинистые породы более отсортированы по механическому составу. Содержание глинистых фракций в них возрастает от склонов долин к руслам рек. В этом же направлении, как правило, наблюдается и увеличение мощности глинистых пород.

Широко распространены глинистые отложения также в морском и континентальном среднем и верхнем акчагыле ($N_2^3ak_{2-3}$), а также в континентальном нижнем и среднем апшероне ($N_2^3ap_{1-2}$). В указанных стратиграфических подразделениях они обычно залегают в верхних частях разреза. Мощность акчагыльских глин достигает 20–25 м, а апшеронских суглинков — 5–10 м.

К югу от широты г. Стерлитамака неоген представлен миоценом ($N_1$), разрезы которого мощностью до 50 м также имеют существенно глинистый состав.

Промежуточное возрастное положение между плиоценом и плейстоценом занимает общесыртовая свита ($N_2^3$–$Q_1$), являющаяся продуктом озерно-делювиальной аккумуляции. Она в основном сложена глинами и суглинками мощностью до 20–30 м и более, плащеобразно перекрывающими более древние отложения.

На водоразделах, а местами и на склонах молодые глинистые отложения всецело находятся в зоне аэрации; в долинах рек указанная зона охватывает только верхнюю часть этих отложений.

Анализ водно-физических свойств глинистых пород свидетельствует о том, что содержание глинистых фракций (менее 0,001 мм) в них для различных генетических и стратиграфических подразделений следующее (%): элювиально-делювиальных четвертичных — 10–29 (в среднем 16–18), перигляциальных четвертичных — 12–32 (21–23), общесыртовых — 11–35 (25–27), акчагыльско-апшеронских — 20–38 (30–33). Остальная часть представлена пылеватыми и песчаными фракциями. Средняя пористость глинистых пород 41,7–45,8%, плотность — 2,68–2,72 г/см$^3$, объемная масса — 1,63–1,9 г/см$^3$.

Термический и рентгено-дифракционный анализы глинистых осадков показали, что в них преобладают минералы групп смектит-монтмориллонита и иллит-гидрослюд (70–95%), то есть для них характерен смешаннослойный гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав (табл. 10). Соотношение этих минералов обычно 1:3. В четвертичных отложениях содержание их достигает 70–80%, а в неогеновых — 90–95%.

Другие минералы имеют подчиненное значение. Так, в четвертичных осадках присутствуют каолинит — до 20–25% (обычно 4–8%) и хлорит — до 18–20% (обычно 8–10%), в неогеновых — содержание каолинита не превышает 3–5%, хлорита — 2–3%.

**Таблица 10**

Минеральный состав глинистых пород Предуралья

| Место отбора пробы, возраст, глубина отбора | Глинистые минералы, % | | | |
|---|---|---|---|---|
| | смектит | гидро-слюда | хлорит | каоли-нит |
| 3 км С д. Чалмылы, ed-pql Q, 1,5 м | 60–65 | 25 | 8–9 | 3–4 |
| 5 км Ю с. Бол.-Устьикинское, d Q, 1,5 м | 60 | 20–23 | 8–10 | 8–10 |
| 0,7 км З д. Бартым, d Q, 1,5 м | 50 | 20–25 | нет | 20–25 |
| 0,5 км В д. М. Накаряково, d Q, 1,5 м | 75 | 20 | нет | 5–7 |
| 5 км СВ д. Силантьево, d Q, 1,5 м | 75 | 20 | нет | 6–8 |
| 3 км СВ с. Жуково, ed-pql Q, 1,5 м | 55–60 | 25–30 | 8–9 | 4–5 |
| 7 км СВ с. Новоболтачево, d Q, 1,5 м | 80 | 10–12 | 8–10 | нет |
| 3 км Ю. с. Базлык, d Q, 1,5 м | 60 | 15 | 18–20 | 6–8 |
| 5 км ЮЗ д. Наумовка, $N_2^3$, $Q_1$, 1,5 м | 60 | 25 | 7–8 | 6 |
| 3 км ЮЗ с. Новоселка, d Q, 1,5м | 75 | 10–12 | 8–10 | 4–6 |
| 1 км В д. Старотукмак, d Q, 1,5 м | 60 | 25 | 8–10 | 4–5 |
| 2 км В д. Янаул, pql Q, 1,5 м | 50 | 30 | 12–14 | 4–6 |
| 5 км Ю. с. Субхангулово, ed-pql Q, 1,5 м | 60 | 25 | 10–12 | 4–6 |
| 3 км СВ с. Миякитамак, ed-pql Q, 1,5 м | 60 | 20 | 16–58 | 6–8 |
| 0,5 км СВ д. Тюляково, Pql Q, 1,5 м | 70 | 10 | 12–14 | 6–8 |
| п. Ясный (5 км С г. Уфы), $N_2^3$, $Q_1$, 10 м | 70 | 15–17 | 2–3 | 5–7 |
| Там же, $N_2$ $ak_2$, 20 м | 80–83 | 15 | нет | 3–5 |
| Там же $N_2$ $ak_2$, 39 м | 80–85 | 10–15 | нет | 3–5 |

Характер изменения состава дистиллированной воды при взаимодействии с глинистыми породами четвертичного возраста зоны аэрации показан на рис. 13. По соотношению между ионами в пределах глубин 0,05–1,6 м выделяется три типа гидрогеохимических профилей. Первый тип характеризует серые лесные почвогрунты (разрезы 1–5), второй — черноземы выщелоченные (разрезы 6–10), третий — типичные черноземы (разрезы 11–15). По преобладающим анионам вытяжки всех типов в основном принадлежат к гидрокарбонатному классу. Гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные вытяжки встречаются редко. Катионный состав более разнообразен. Здесь кроме проб с преобладанием кальция отмечаются вытяжки кальциево-магниевой, натриево-кальциевой и натриевой групп, иногда смешанного (трехкомпонентного) состава. Минерализация водных вытяжек изменяется от 0,05 (серые лесные почвы) до 0,42 г/100 г (черноземы типичные).

В первом типе гумусовый горизонт маломощный (до 10 см), чаще это гумусированные глины и суглинки. Как видно из рис. 13, водные вытяжки

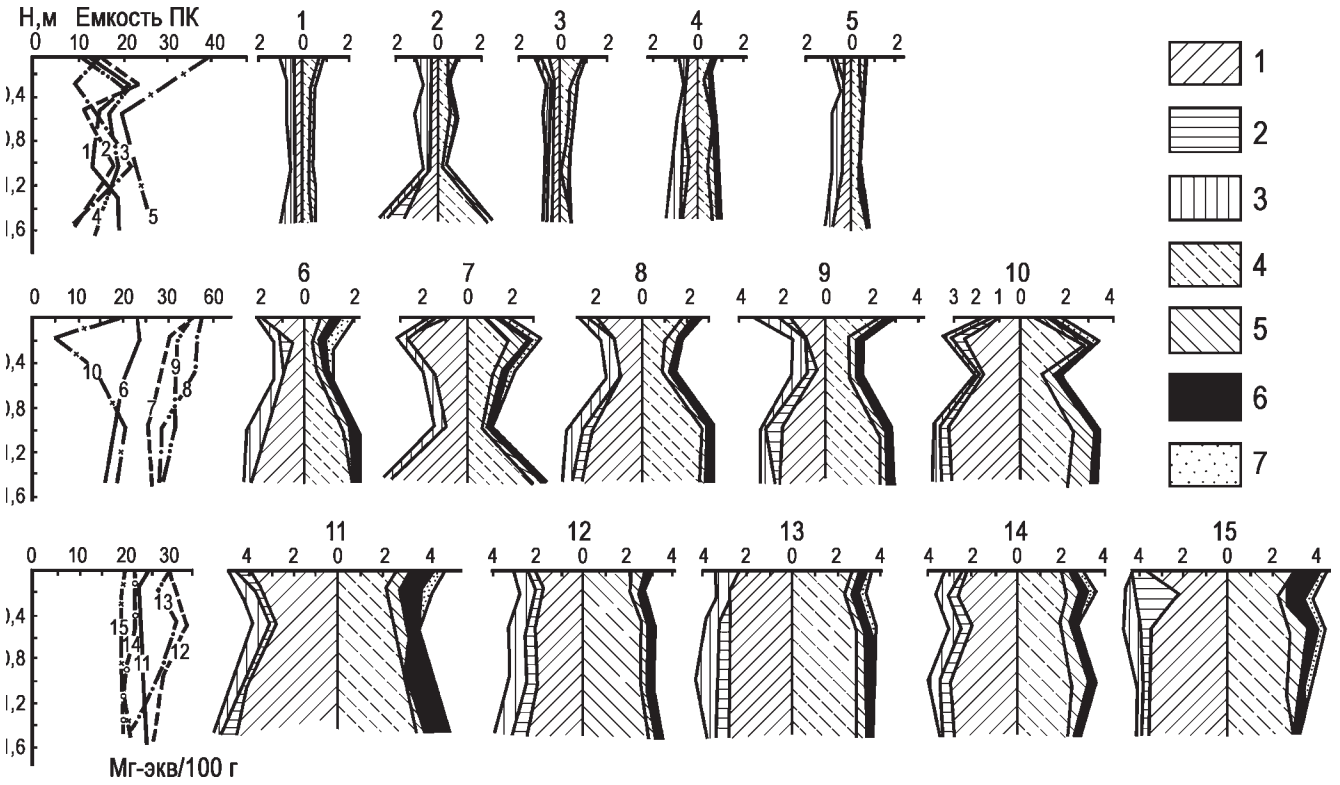



**Рис.13. Изменение емкости поглощенного комплекса пород и состава поровых растворов с глубиной [Абдрахманов, 1993]**

1–7 — ионы: 1 — кальциевый, 2 — магниевый, 3 — натриевый, 4 — гидрокарбонатный, 5 — сульфатный, 6 — хлоридный, 7 — нитратный

слабоминерализованы (53–97, реже до 220 мг/100 г), и концентрация легкорастворимых солей, присутствующих в поровом растворе и твердой фазе пород, с глубиной изменяется мало (за исключением разреза 2).

Наибольшее увеличение концентрации (мг/100 г) от 9,1 до 146,4 (среднее 35) происходит для гидрокарбонатного иона. Содержание сульфат-иона составляет 1,2–21,0 (среднее 5,4), а иона хлора — 2,5–10,6 (среднее 4,3).

Среди катионов присутствуют (мг/100 г): кальций (6–30, среднее 8,1), калий (1,7–20,5, среднее 6,8) и натрий (0,4–4,2, среднее 2,1). Магний встречается лишь в отдельных пробах (1,8–10,9 мг/100 г).

Во втором типе гидрогеохимических профилей, характерном для развития выщелоченных черноземов, изменение содержания основных ионов с глубиной носит сложный характер (разрезы 6–10). Присутствуют в водных вытяжках ионы (мг/100 г): гидрокарбонатный — 17–189 (среднее содержание 98), сульфатный — 1,9–46,9 (19,4), хлоридный — 10,5, нитратный — 1,0–41,8 (7,5), кальциевый — 12,0–72,1 (35,7), натриевый — 3,0–18,9 (10,2). Содержание магния в отдельных вытяжках — 1,8–7,3 мг/100 г.

В третьем типе разрезов (черноземы типичные и карбонатные; разрезы 11–15) концентрация водорастворимых солей с глубиной изменяется незначительно. Но минерализация водных вытяжек этого типа максимальна (206–421 мг/100 г). Среди анионов преобладает гидрокарбонатный ион — 126–225 (среднее 161), а катионов — кальций 36,0–90,2 (56) мг/100 г. Среди других ионов присутствуют (мг/100 г): сульфатный — 9,9–39,5 (23,3), хлоридный — 10,6–42,6 (17,9), нитратный — 0,8–35,0 (9,4) и натриевый — 3,5–20,0 (13,4). В отличие от других типов, здесь постоянно присутствует магний 1,8–14,6 (5,2) мг/100 г.

На всех рассмотренных гидрогеохимичских профилях преобладающим является гидрокарбонатный ион (9,1–225 мг/100 г), что связано, главным образом, с углекислотным выщелачиванием карбонатов кальция и магния. При этом наибольший рост наблюдается у кальция (до 90,2 мг/100 г), содержание же магния увеличивается в меньшей степени (1,8–14,6, иногда до 25,5 мг/100 г). Дополнительным источником кальция является выщелачивание сульфата кальция, что наиболее свойственно районам с неглубоким залеганием гипсоносных пермских образований (междуречье Уршак – Белая, нижнее течение р. Уфа и др.). Здесь минерализация водных вытяжек почвогрунтов зоны аэрации доходит до 5060 мг/100 г, а содержание кальция — до 1436 мг/100 г [Абдрахманов, Попов, 1985]. Отмечается также очень высокое содержание сульфатов (до 3400 мг/100 г). Вытяжки имеют исключительно сульфатный кальциевый состав.

Содержание хлора в вытяжках относительно стабильно. В зоне развития серых лесных почв Среднего Предуралья оно равняется

2,5–10,6 мг/100 г (в среднем 4,3). В выщелоченных черноземах Южного Предуралья хлор присутствует в количестве около 10 мг/100 г. В типичных черноземах, как уже отмечалось, содержание хлора несколько выше (до 42,5 мг/100 г).

Почвенные растворы из черноземных почвогрунтов (разрезы 6–15) практически все относятся к гидрогеохимическому типу II (сульфатно-натриевому), а маломинерализованные вытяжки (разрезы 1–5) из серых лесных почв — к слабо выраженному типу I. Содержание щелочных элементов в последних достигает 50–70%, причем калия в среднем в 3 раза больше, чем натрия. Относительная обогащенность вытяжек этого типа калием объясняется аккумуляцией элемента растительными организмами и в дальнейшем, при их отмирании, поступлением в почвогрунтовые растворы.

Таким образом, в естественных условиях при взаимодействии слабокислых и кислых дождей с почвами, суглинками и глинами преобладает вынос солей из зоны аэрации. Основными солями, выщелачиваемыми из почвогрунтов, являются карбонат и сульфат кальция.

При просачивании воды через почвы происходит окисление органики, в результате чего изменяется газовый состав воды: содержание кислорода уменьшается, а диоксида углерода увеличивается. Выделяющийся $CO_2$ служит дополнительным источником образования гидрокарбонатного иона.

Состав поглощенных катионов (ПК) почв и глинистых отложений плейстоцена имеет специфические особенности. Емкость обмена серых лесных почв минимальна; в среднем она составляет 18,3 мг-экв/100 г, при крайних значениях 8,5–30, иногда (в гумусовом горизонте) до 40–45 мг-экв/100 г (рис. 14). В составе обменных катионов доминирующими являются кальций (24–97%) и магний (7,7–75,7%). Доля натрия и калия не превышает 10% (39,5 мг/100 г), обычно она составляет 2–4% (15–20 мг/100 г). Отношение $rCa^{+2}/(rNa^{+} + rK^{+})$ варьирует от 4,6 до 38,7 (в среднем 20,5).

Выщелоченные черноземы характеризуются (см. рис. 13, 14) емкостью обмена 13,8–37,5, при средней величине 26,3 мг-экв/100 г. В составе обменных катионов преобладает кальций (75,7–94%). Содержание магния колеблется от 3,2 до 19,5%, редко магний является доминирующим (до 94,3%). Количество одновалентных катионов — от 3,3 до 12,3 мг-экв./100 г (20,8–81,2 мг/100 г).

Черноземы типичные, по сравнению с выщелоченными разностями, обладают более постоянным составом ПК (см. рис. 13). Емкость их обмена составляет 20,0–34,9 (среднее 26,5) мг-экв/100 г, в том числе кальция — 68,3–96,1%, магния — 5,2–30,6%, натрия и калия — 1,2–5,1% (9,5–48,5 мг/100 г). Отношение $rCa / rNa + rK$ составляет 17,1–61,6 (среднее 30,3).

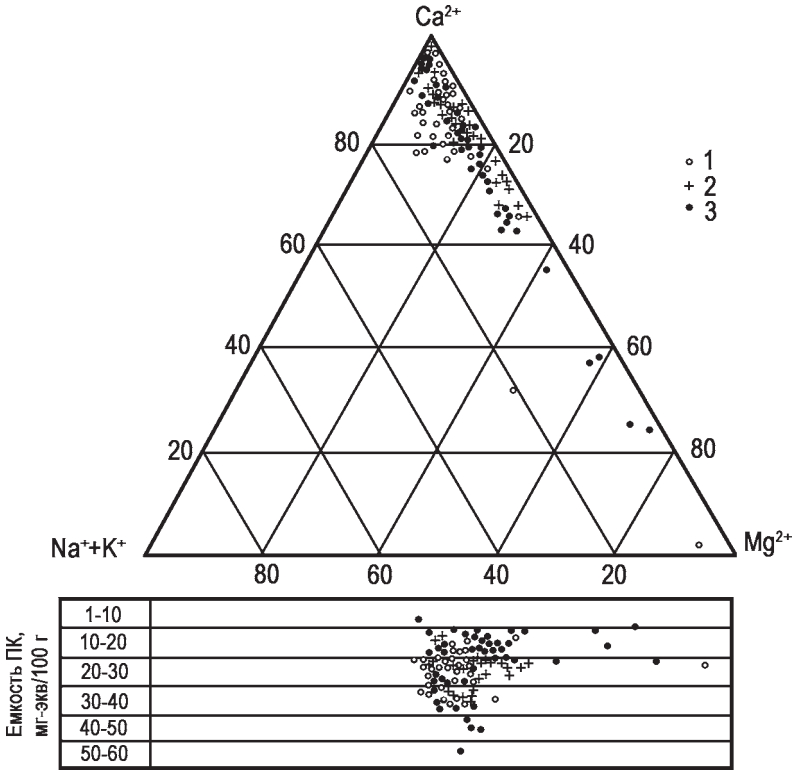



**Рис. 14. Состав и емкость поглощенного комплекса почвогрунтов плейстоцена [Абдрахманов, 1993]**

1 — чернозем выщелоченный; 2 — чернозем типичный; 3 — серые лесные почвы

Таким образом, состав ПК континентальных четвертичных осадков характеризуется, как и следовало ожидать, преобладанием щелочноземельных катионов (кальция и магния). Поэтому при фильтрации метеогенных вод через зону аэрации существенной метаморфизации состава раствора за счет обменно-адсорбционных процессов не происходит. Главная роль в поступлении компонентов в инфильтрующиеся воды, несомненно, принадлежит процессам выщелачивания пород.

При сравнении ионно-солевого состава водных вытяжек из пород зоны аэрации с составом вод первых от поверхности водоносных горизонтов грунтового типа обнаруживается их большое сходство, что видно из приведенных ниже сравнительных данных.

Состав вытяжек — $M\,0{,}2-0{,}4\,\dfrac{HCO^3\,60-80\,SO^4\,10-40\,Cl\,5-15}{Ca\,50-80\,Mg\,10-40\,Na\,5-30}$.

$$\text{Состав подземных вод} — \text{M}\,0{,}4-0{,}6\,\frac{\text{HCO}^3\,70-90\,\text{SO}^4\,10-30\,\text{Cl}\,2-10}{\text{Ca}\,50-80\,\text{Mg}\,10-40\,\text{Na}\,5-20}.$$

Следовательно, для вод четвертичных отложений поступление растворенных солей из зоны аэрации играет основную роль в формировании их состава.

Неогеновые (средне-верхнеакчагыльские) глинистые отложения, изученные в пределах развития их в переуглубленной долине р. Белой, по составу водорастворимых солей и ионообменным свойствам существенно отличаются от четвертичных (рис. 15).

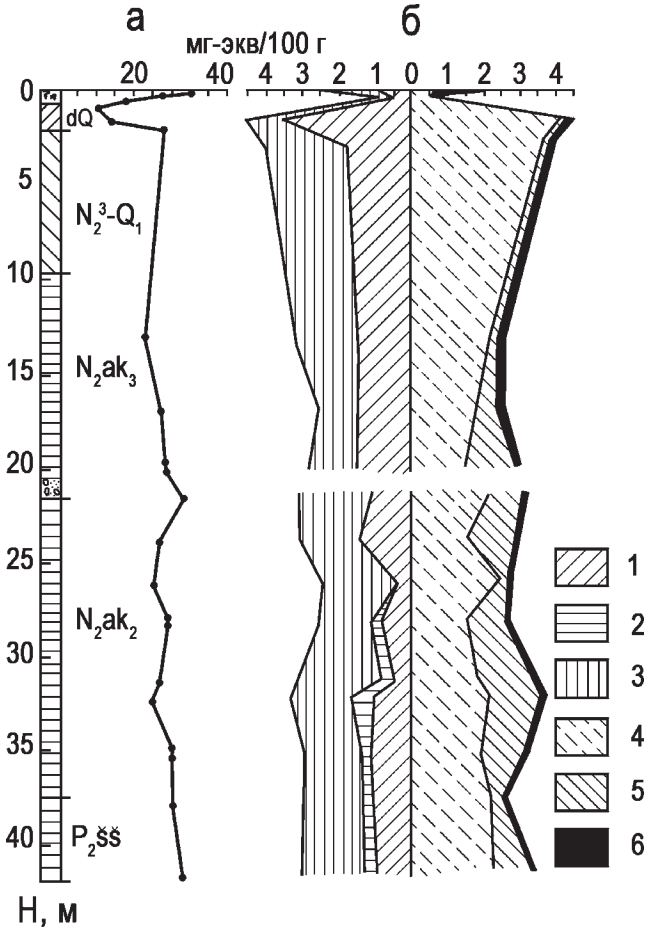



**Рис. 15. Изменение емкости поглощенного комплекса (а) и состава поровых растворов (б) глинистых осадков кайнозоя с глубиной [Абдрахманов, 1993]**

Условные обозначения см. на рис. 13

Как видно из рис. 15, к нижней границе гумусового горизонта (глубина 0,6 м) происходит резкое снижение концентрации водорастворимых солей (от 221,5 до 106,3 мг/100 г), равно как и емкости обмена (от 32,4 до 11,9 мг-экв/100 г). Затем на границе делювиальных суглинков с континентальными сыртовыми глинами ($N_2^3$–$Q_1$) отмечается скачкообразное увеличение содержания солей (до 700 мг/100 г) и емкости ПК (до 26,6 мг-экв/100 г).

Минерализация водных вытяжек общесыртовых и плиоценовых глин составляет 165–816 мг/100 г. По преобладающим анионам вытяжки из общесыртовых пород в основном принадлежат к гидрокарбонатному классу ($HCO_3$ до 512 мг/100 г), а из плиоценовых — к сульфатно-гидрокарбонатному. Концентрация сульфатного иона в последних составляет 14,8–103,5 мг/100 г, а гидрокарбонатного — 72–126 мг/100 г. Содержание хлора в вытяжках относительно стабильно (4–10 мг/100 г). В катионном составе вытяжек преобладает натрий (12,4–63,6 мг/100 г). Концентрация Са с глубиной резко уменьшается (от 66,1 до 6,1 мг/100 г). С глубины 25 м в составе водных вытяжек появляется магний (3,6–10,6 мг/100 г).

Концентрация солей и ионообменные свойства подстилающих плиоценовые отложения уфимских глин существенно не разнятся. Емкость ПК составляет 22,6–26,4 мг-экв/100 г (см. рис. 15). Составы поглощенных катионов в верхней и нижней частях разреза близки. Преобладающим является кальций (79,1–88,1%), содержание магния не превышает 17,2%, а сумма натрия и калия — 14,2%, что в весовом отношении равняется 32,4 мг/100 г ($rCa^{+2}/(rNa^{+} + rK^{+}) = 20,4–27,5$).

В водоносных комплексах пермской и других систем глинистые породы играют роль слабопроницаемых слоев, разделяющих водоносные горизонты порового, трещинного и трещинно-карстового типов. Они представлены аргиллитами, аргиллитоподобными глинами и алевролитами, то есть консолидированными породами с жесткими связями. Мощность отдельных глинистых слоев или глинистых пачек, содержащих прослои (0,1–2 м) песчаников, известняков и др., колеблется от нескольких до 30–50 м и редко более. Суммарное содержание глинистых пород в различных стратиграфических подразделениях не одинаково. Наибольшей глинистостью (до 40–60%) характеризуется уфимский ярус в пределах всей территории распространения и верхнеказанский подъярус (белебеевская свита) — до 70–95% севернее широты г. Уфы. Местами до 50% аргиллитоподобных глин содержится и в нижнеказанском подъярусе.

Нижний отдел пермской системы отличается глинистостью в Предуральском прогибе. В Юрюзано-Сылвинской впадине глины, аргиллиты, глинистые сланцы развиты в ассельском, сакмарском и, в меньшей степени, артинском ярусах, где ими сложено до 50% мощности разреза.

В кунгуре содержание глинистых пород не превышает первых десятков процента от общей мощности яруса. В Бельской депрессии глинистые породы нижней перми (вместе с верхнепермскими) сложно сочетаются с песчаниками, известняками, а участками — и с гипсами. В разрезе они составляют обычно менее половины мощности.

***Фильтрационные свойства*** глинистых покровных (неогеново-четвертичных) образований варьируют в широких пределах: для суглинков — от 0,07 до 1,5–2,0 м/сутки (в среднем 0,46–0,51), глин — от 0,01 до 1,2 м/сутки (в среднем 0,35–0,38). Сопоставление водопроницаемости пород с их пористостью и содержанием глинистых фракций свидетельствует об отсутствии четкой связи между этими параметрами [Абдрахманов, Попов, 1985].

Не наблюдается также зависимость проницаемости пород от их возраста и генезиса. Глинистые отложения плейстоцена и общесыртовской свиты из различных районов региона, подвергшиеся фильтрационным испытаниям, нередко имеют одинаковую водопроницаемость, в то время как внутри каждого из этих подразделений ее величина испытывает сильную изменчивость.

На отсутствие четкой зависимости коэффициента фильтрации в покровных отложениях от содержания в них глинистых частиц ранее указывала и Н.В. Роговская [1955]. Она отмечала, что при одном и том же механическом составе породы имеют различную величину коэффициента фильтрации, и наоборот, один и тот же коэффициент фильтрации отмечается у пород с различным механическим составом. Это свидетельствует о том, что при одном и том же исходном материале породы водопроницаемость ее может широко варьировать в зависимости от ряда других факторов, роль которых должна быть опрделена в каждом конкретном случае. Кроме того, причины, обусловливающие изменение водопроницаемости пород одного и того же генезиса и состава, с течением времени под влиянием физико-географических и техногенных факторов сильно меняются. Роль этих факторов часто более существенна, чем изменение механического состава породы.

Определенное значение в формировании водопроницаемости глинистых пород играют структурные вторичные изменения. В процессе натурных наблюдений, при проходке шурфов хорошо видны следы движения воды на стенках трещин усыхания и морозного выветривания и пр. до глубины 3–4 м и более в виде гумусового налета. Глины и суглинки пронизаны большим количеством ходов землероев диаметром до 5–10 см, прослеживающихся до 3–4 м от поверхности, нередко до уровня грунтовых вод. Ходы эти заполнены хорошо водопроницаемыми грунтами и являются путями интенсивной миграции вод через зону аэрации.

Полученные данные позволяют констатировать, что водопроницаемость глинистых пород определяется комплексом факторов, среди которых ведущая роль нередко принадлежит факторам, относящимся к категории вторичных (эпигенетических), формирующих активную пористость и скважность: трещиноватость, наличие растительных остатков, ходы землероев и пр. Учесть все эти факторы фильтрационных свойств тех или иных пород на различных участках не всегда представляется возможным.

Изучение проницаемости суглинков и глин, как элювиально-делювиальных (на водоразделах), так и перигляциальных (в долинах), в условиях, где их мощность достигает 10–15 м, показало уменьшение коэффициентов фильтрации с глубиной. Наибольшие их значения свойственны породам до глубины 3–4, реже 4–7 м. Ниже коэффициенты фильтрации снижаются в 2–5 раз, иногда на порядок и более.

При исследовании фильтрационных свойств глинистых покровных отложений необходимо учитывать, что грунты всех литологических разностей в естественном залегании имеют большую водопроницаемость, чем в монолитах, исследуемых в лаборатории. Величины коэффициентов фильтрации суглинков и глин, определенные лабораторными методами, на 1–2 порядка ниже тех значений, которые получены в результате полевых исследований. Это обстоятельство связано с недоучетом литологической (фильтрационной) неоднородности, свойственной породам в естественном залегании. Поэтому пользоваться лабораторными данными при решении практических задач следует с большой осторожностью. Несмотря на известное несовершенство полевых опытов, они дают более правильное представление о проницаемости глинистых пород, чем лабораторные.

Глинистые отложения плиоценового возраста по сравнению с четвертичными отложениями характеризуются несколько меньшими числовыми значениями коэффициента фильтрации. Проницаемость плиоценовых глин, оцененная полевыми методами, в зоне насыщения составляет 0,003–0,04 м/сутки, а в зоне аэрации увеличивается до 0,1–0,6 м/сутки. Для них характерна значительная уплотненность и наличие более прочных связей между глинистыми частицами, а также преобладание последних в породе (до 80–90%).

Сведения о фильтрационных свойствах глинистых пермских и других пород крайне ограничены. По имеющимся данным, полученным различными методами (полевыми и водно-балансовыми), они варьируют в весьма широком диапазоне — от n до $n \cdot 10^{-5}$ м/сутки. Высокие коэффициенты фильтрации глин характерны для приповерхностной зоны, находящейся под интенсивным воздействием экзогенных процессов. Наиболее высокопроницаемые разности глинистых пород встречаются под днищами речных долин, где развиты трещины различного генезиса.

На глубине более 20–50 м фильтрационные свойства глинистых пород становятся более стабильными. Коэффициенты фильтрации аргиллитоподобных глин изменяются обычно в пределах $10^{-3}$–$10^{-5}$ м/сутки, в среднем они составляют $10^{-4}$ м/сутки.

Основная роль в формировании водопроницаемости верхнепермских глинистых отложений (аргиллитоподобных глин, алевролитов) принадлежит трещиноватости. Литологические и тектонические трещины в пределах изученных глубин (до 200–300 м) имеют большую частоту, вертикальное или круто наклонное заложение, но слабую раскрытость. Это тонкие, порой волосяные трещины, нередко они заполнены глинистым материалом. Тем не менее они вполне способны передавать напор и пропускать гравитационную воду, что подтверждается, кроме всего прочего, наличием на их стенках налетов гидроокислов железа, марганца и др. Способность очень тонких трещин передавать гидростатическое давление и пропускать свободную воду подтверждена экспериментальным путем [Ломизе, 1951]. В слабопроницаемых породах эти трещины имеют исключительно важное значение, являясь теми путями, по которым происходит вертикальный переток подземных вод, то есть осуществляется взаимосвязь между отдельными водоносными горизонтами пермских отложений.

Далее необходимо подчеркнуть различную степень проницаемости глинистых пород при фильтрации через них пресных и минерализованных вод. Исследованиями ряда авторов [Гольдберг, Скворцов, 1986] установлено, что глины при одних и тех же градиентах напора практически могут не пропускать пресные воды и фильтровать соленые или рассолы.

При этом в зависимости от составов рассолов и глинистых минералов резко меняются фильтрационные свойства глин и суглинков. При фильтрации хлоридных натриевых растворов изменения фильтрационных свойств песчано-глинистых отложений по сравнению с пресными водами значительно большие (до 5–10 раз), чем при фильтрации хлоридных кальциевых растворов (1,5–2 раза). Особенно резко увеличивается проницаемость монтмориллонитовых глин (в 10 раз и более) и, в меньшей степени, каолинитовых. Кроме того, и температура фильтрующейся воды влияет на проницаемость глин. Рост температуры от 20°С до 30°С увеличивает проницаемость монтмориллонитовых глин в 10, иногда в 100 раз [Гольдберг, Скворцов, 1986]. В целом в зависимости от состава глинистых минералов проницаемость их в интервале температур 20–90°С увеличивается на порядок и больше.

В Предуралье глинистые грунты довольно широко используются для устройства противофильтрационных экранов в прудах-накопителях, отстойниках для жидких отходов сельского хозяйства, химической и нефтяной промышленности. Отходы и стоки эти представляют

собой хлоридные рассолы с минерализацией до 150–200 г/л. В связи с вышеотмеченным при проектировании этих и им подобных сооружений следует иметь в виду, что степень проницаемости глинистых пород при фильтрации минерализованных растворов значительно выше (до 10 раз и более) по сравнению с пресными водами. Основной прирост значений проницаемости наблюдается в области концентраций до 10–30 г/л. Кроме того, проницаемость глинистых пород меняется с течением времени. Это связано с особенностью глинистых минералов разбухать и закупоривать поровое пространство при взаимодействии с пресной водой. При фильтрации же через глинистые породы минерализованных вод это явление развито в значительно меньшей степени. Более того, в результате процессов кристаллизации солей из минерализованных вод нередко происходит рост активной пористости пород, а следовательно, улучшение их фильтрационных свойств. Так, в шламонакопителях Стерлитамакского содово-цементного комбината проницаемость глинистого экрана увеличилась на порядок за 2-годичный срок эксплуатации, на 2 порядка за 7-летний и на три порядка за 17-летний. Коэффициент фильтрации подстилающих экран суглинков с момента начала эксплуатации повысился в десятки раз [Абдрахманов, 1993].

## 2.3. Трещиноватость горных пород

Трещиноватость представляет собой одну из форм нарушения сплошности горных пород, широко распространенную в осадочных, магматических и метаморфических образованиях земной коры. Трещиноватость является важным фактором, определяющим водопроницаемость пород.

В соответствии с известной классификацией Д.С. Соколова [1962] существуют четыре категории трещин: литогенетические, тектонические, разгрузки и выветривания.

Литогенетические трещины образуются в процессе литогенеза за счет внутренней энергии горной породы (осадка). Отличительной особенностью их является локализация в пределах данного слоя (трещины внутрислойные); направление их может быть различным: параллельным напластованию, перпендикулярным или наклонным к нему.

Тектонические трещины являются результатом напряжений и движений земной коры, образующих пликативные (складчатые) и дизъюнктивные (разрывные) деформации горных пород. Они подразделяются на два вида: внутрислойные и секущие несколько слоев. Тектонические и литогенетические внутрислойные трещины имеют большое сходство и потому практически трудно различимы.

Трещины разгрузки и выветривания относятся к группе экзогенных. Они, как правило, являются наложенными на решетку ранее существовавших трещин эндогенного происхождения (литогенетических и тектонических) и на планетарную трещиноватость.

Изученность трещиноватости пород Башкортостана не одинакова в различных районах. Наибольшая полнота сведений по этому вопросу имеется для осадочного чехла платформенной территории Южного Предуралья (Западный Башкортостан), где трещиноватость изучалась в процессе гидрогеологических съемок, разведки и эксплуатации нефтяных месторождений, поисков источников водоснабжения. Слабо изучена трещиноватость пород горно-складчатой области Башкортостана.

Среди трещин пород платформенной области Башкортостана выделяются тектонические, литогенетические внутрислойные и секущие трещины [Абдрахманов, Попов, 1985]. Они распространены во всех литологических разностях пермских пород, образующих платформенный осадочный чехол — гипсах, известняках, мергелях, алевролитах, аргиллитах и аргиллитоподобных глинах, песчаниках и др. Преобладают трещины, перпендикулярные плоскости напластования, наклонные трещины (60–70°) встречаются довольно редко. Поверхность прямолинейных раскрытых и зияющих трещин гладкая (в гипсах и известняках) и шероховатая (в песчаниках), очень гладкая, местами как бы полированная (в аргиллитоподобных глинах). На стенках наблюдаются налеты гидроокислов железа и марганца, натеки кальцита и гипса.

Наиболее трещиноватыми являются аргиллитоподобные глины и аргиллиты (густота трещин 0,1–0,3 м). В массивных средне- и толстослоистых известняках трещины расположены друг от друга на расстоянии от 0,5–2,5 до 5–9 м, а в тонкослоистых и листоватых — от 0,1 до 0,4 м, реже до 1,5 м, в гипсах — от 0,5 до 2,0 м и более. Густота трещин в песчаниках зависит от состава и типа их цемента. Песчаники слабо сцементированные и средней плотности с глинистым цементом базального типа разбиты трещинами более интенсивно, чем крепкие разности песчаников с карбонатным цементом.

Максимальной шириной внутрислойных и секущих трещин обладают массивные, чистые по составу известняки и крепкие песчаники (1–20, иногда до 50 см). В тонкослоистых глинистых известняках и мергелях ширина трещин от 0,2 до 3 см.

В гипсах кунгура, несмотря на их массивность, ширина внутрислойных и секущих трещин небольшая (до 1–1,5 см), что связано с высокой пластичностью пород. Вместе с тем трещины в них служат изначальной причиной развития по ним карстового процесса, вызывающего резкое повышение водопроницаемости (до 100 м/сутки). В придолинных зонах закарстованные породы осложнены также и трещинами разгрузки.

В пермских отложениях Южного Предуралья выявлено два преобладающих направления внутрислойных и секущих трещин, ориентированных под прямым углом друг к другу и плоскости напластования. Этими направлениями являются: на Бугульминско-Белебеевской возвышенности — СЗ 320–340° и СВ 40–60° или СЗ 290–300° и СВ 25–30° (рис. 16а), в Камско-Бельском понижении — СЗ 290–335° и СВ 45–70°, на Уфимском плато (рис. 16б) — СЗ 320–340° и СВ 40–60° или СЗ 270–280°, в Юрюзано-Айском понижении (район Янган-Тау) — СЗ 310–320° и СВ 40–55° или СЗ 270–290° и СВ 15–25°, в южной части Бельской депрессии — СЗ 340–350° и СВ 60–70°. На долю северо-западного направления приходится 40–52%. от общего числа измеренных трещин, а на долю северо-восточного — до 35%.

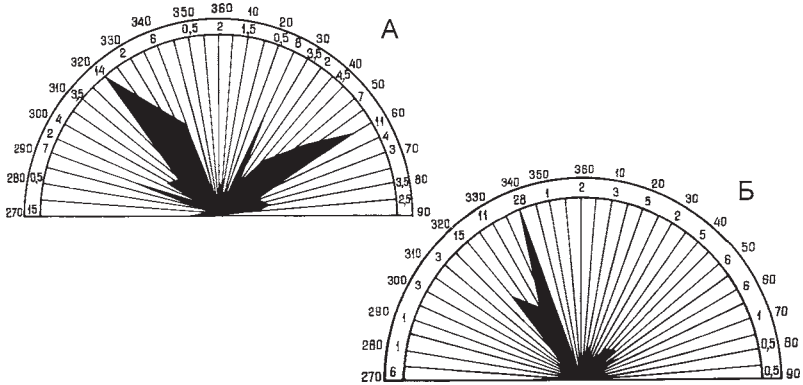



**Рис. 16. Розы-диаграммы направлений внутрислойных и секущих трещин в пермских отложениях Южного Предуралья (в %) [Абдрахманов, Попов, 1985]**

а — Бугульминско-Белебеевская возвышенность; б — Уфимское плато

Ведущая роль тектонических процессов в формировании трещиноватости пород на платформенных структурах является установленной и признанной многими исследователями. Фактический материал по трещиноватости верхнепермских отложений Бугульминско-Белебеевской возвышенности и нижнепермских пород Уфимского плато, Прибельской равнины свидетельствует о согласии между максимумами трещиноватости и элементами залегания пород.

С преобладающими направлениями трещиноватости согласуется и расположение гидрографической сети рассматриваемой территории. К линейным зонам тектонической трещиноватости приурочена также интенсивная закарстованность карбонатных отложений.

Разновидностью литогенетических трещин являются ***трещины усыхания***. Они образуются в субаэральных условиях при участии агентов

выветривания [Соколов, 1962], раскрыты у поверхности и быстро сужаются с глубиной. Количество таких трещин тем больше, чем меньше толщина слоя. Трещины усыхания прослеживаются до глубины 2,5–3 м от поверхности, ширина их колеблется от 1–2, редко 2,5–3 см в верхней части разреза до 1–2 мм — в нижней. Трещины либо открытые, либо заполнены рыхлым гумусовым материалом.

**Литогенетические трещины напластования** отчетливо выражены в известняках и песчаниках, причем наибольшая густота (0,03–0,1 м) и наименьшая раскрытость их (0,1–0,3 см) характерны для тонкослоистых известняков. Трещины в них, как правило, заполнены глинистым материалом. В средне- и толстоплитчатых известняках густота трещин составляет 0,5–0,8 м, а ширина 0,5–2,0 см. В песчаниках густота трещин напластования изменяется от 0,05 до 0,3 м, а ширина — от 0,05–0,1 до 1–3 см. Почти все трещины имеют рыхлый песчано-глинистый заполнитель.

**Трещины разгрузки** (бортового и донного отпора) развиты в долинах рек. Их образование связано с разуплотнением пород, вызванным снятием геостатического давления под воздействием эрозии. Мощность зоны разгрузки в долинах рек Восточно-Европейской и Сибирской платформ, по литературным данным, составляет первые десятки метров. В осадочных породах глубина распространения разуплотненных пород зависит от их прочности и изменяется от 30 до 50 м.

Трещины разгрузки наиболее подробно изучены А.Г. Лыкошиным [1968] в долине р. Уфы при проведении изысканий под Павловскую ГЭС. В штольне им отмечены трещины шириной от 3 до 25 см, местами заполненные глинистым материалом. С глубиной количество трещин и их ширина резко уменьшаются. В долине р. Белой в районе г. Уфы трещины бортового отпора разбивают гипсы на отдельные блоки параллельно склону [Гидрогеология..., Т. 15, 1972].

Трещины разгрузки в районах Бугульминско-Белебеевской возвышенности, Камско-Бельского и Юрюзано-Айского понижений визуально практически не изучены. Однако следует отметить, что в долинах рек Южного Предуралья в условиях межпластовых нисходящих перетоков вод трещины бортового отпора, пересекающие на склонах как водопроницаемые, так и водоупорные породы, способствуют дренированию водоносных горизонтов до уровня рек. Этим объясняются низкие дебиты источников, их малочисленность, а также слабо выраженная этажность на крутых склонах долин Белой, Ика, Уфы, Юрюзани, Ая, Чермасана, Усени, Демы и др. Скважины, расположенные в прибортовых частях долин и не достигшие уровня рек, нередко оказываются слабоводообильными или даже безводными.

Наличием трещин бортового отпора, изолирующих массив с горячими газами от водоносных горизонтов Юрюзано-Айского водораздела,

объясняется и Янгантауский «феномен» (газотермальные явления) Башкортостана [Пучков, Абдрахманов, 2003].

Обширный материал гидрогеологических съемок и поисково-разведочных на воду работ на этой территории свидетельствует, что водопроницаемость плотных пород, зависящая, как известно, от их трещиноватости, в долинах рек значительно (в среднем в 10 раз) выше, чем на водоразделах. Например, в долинах рек Сюнь, База, Чермасан и др. коэффициенты фильтрации водоносных уфимских песчаников составляют от 1–5 до 10–15 м/сутки, иногда более, в то время как на водоразделах они не превышают десятых долей м/сутки.

Аналогичная зависимость водопроницаемости от орографических условий наблюдается также для глинистых пород. Такая закономерность, по-видимому, имеет общий характер и указывает на наличие под речными долинами ослабленных зон с повышенной водопроницаемостью пород, а следовательно и более высокой трещиноватостью, в формировании которой фактор разгрузки несомненно играет существенную роль.

Трещиноватость пород горно-складчатой области Башкортостана изучалась рядом исследователей (Ю.Е. Журенко, А.П. Рождественский, И.К. Зиняхина, В.А. Романов, Г.С. Сенченко, Р.А. Фаткуллин и др.). Они указывают на преобладающее развитие в этом регионе трещиноватости тектонического и литогенетического типов [Журенко, Рождественский и др., 1976, Фаткуллин, 1976].

Трещиноватость пород обнаруживается практически в любых горных породах, независимо от структурного положения, петрографического состава, возраста, образуя сложную систему (сеть) мелких и более крупных трещин, рассекающих толщу пород на значительную глубину (до 300–400 м). Наиболее крупные трещины, группируясь в системы определенных направлений, разделяют массивные и плотные осадочные, магматические и метаморфические породы на блоки — отдельности различной формы и размеров.

Среди систем трещиноватости, пронизывающих породы Южного Урала, существуют некоторые в общем незначительные, но обнаруживающиеся при статистической обработке полевых замеров различия в ориентировке трещиноватости у пород различного возраста и петрографического (литологического) состава. Так, по данным Р.А. Фаткуллина [1976], в докембрийских породах метаморфического комплекса Уралтауского антиклинория (сланцы, кварциты) характерны простирания трещин по азимутам 20°, 50°, 280°, 320°, 340°, в песчаниках зилаирской свиты ($D_3fm - C_1t$) — 0°, 40°, 80°, 350°, в магматических породах силурийского и девонского возраста Ирендыкского поднятия — 0°, 20°, 40°, 80°, 350°, в девонских магматических породах Кизило-Уртазымского синклинория — 30°, 60°, 90°, 280–300°, 350°. С трещиноватостью пород совпадают и основные направления гидрографической сети региона.

## 2.4. Закарстованность горных пород

Башкортостан — классический регион развития карста, который распространен почти на 50% его площади [Карст..., 2002].

Карст — это совокупность взаимосвязанных и взаимообусловленных геологических процессов и явлений, протекающих в растворимых горных породах и перекрывающих их толщах, вызванных химической и отчасти механической деятельностью подземных и поверхностных вод. Современные карстовые процессы являются результатом геологически длительного естественно-исторического процесса зарождения и литолого-гидрогеохимической эволюции эвапоритовых талассогенных седиментационных бассейнов.

В пределах исследуемой территории выделяются Волго-Уральская, Предуральская, Западно-Уральская, Центрально-Уральская и Магнитогорская карстовые провинции (рис. 17, табл. 11), имеющие различные ландшафтно-климатические, геолого-тектонические и гидрогеологические условия, определяющие характер и масштабы протекания карстовых и суффозионно-карстовых процессов.

Две первые из них (Предуралье) принадлежат карстовой стране Русской равнины и занимают почти 2/3 исследуемого региона. Это экономически наиболее развитая часть республики, где проживает большинство ее населения. Поэтому именно к ней и относится большинство проблем гидрогеологии и инженерной геологии карста.

В Волго-Уральскую карстовую провинцию (I) входит вся западная равнинная часть Башкортостана, где в геологическом разрезе широко представлены хорошо карстующиеся породы пермской системы: гипсы, ангидриты, известняки, доломиты, каменная соль, известковые туфы, терригенные отложения на гипсовом и карбонатном цементе (см. рис. 17). На участках их выхода на поверхность или неглубокого (до 100 м) залегания распространены различные формы карстопроявления (воронки, котловины, полья, слепые и полуслепые овраги с поглощающими понорами в тальвеге, карстовые пещеры, а также многочисленные карстовые полости различных размеров, открытые и заполненные остаточными продуктами выщелачивания и привноса из покровных отложений).

Шире всего здесь развит сульфатный класс и все основные его подклассы: закрытый, покрытый с участками голого и перекрытый в пределах Камско-Бельского понижения. Локально он развит также в пределах Присакмарского понижения — депрессии и Общесыртовой возвышенности — поднятия в пределах диапировых структур с кунгурскими гипсами в их ядре.

Карбонатный и смешанный карбонатно-сульфатный карст и его подклассы распространены на крупных положительных морфоструктурах — Уфимском плато-своде и Белебеевской возвышенности.

В пределах Волго-Уральской карстовой провинции выделяются следующие карстовые области (см. рис. 17): Уфимское плато-свод и его склоны (I–А); Белебеевская возвышенность-свод и его склоны (I–Б); Камско-Бельское понижение-депрессия (I–В).

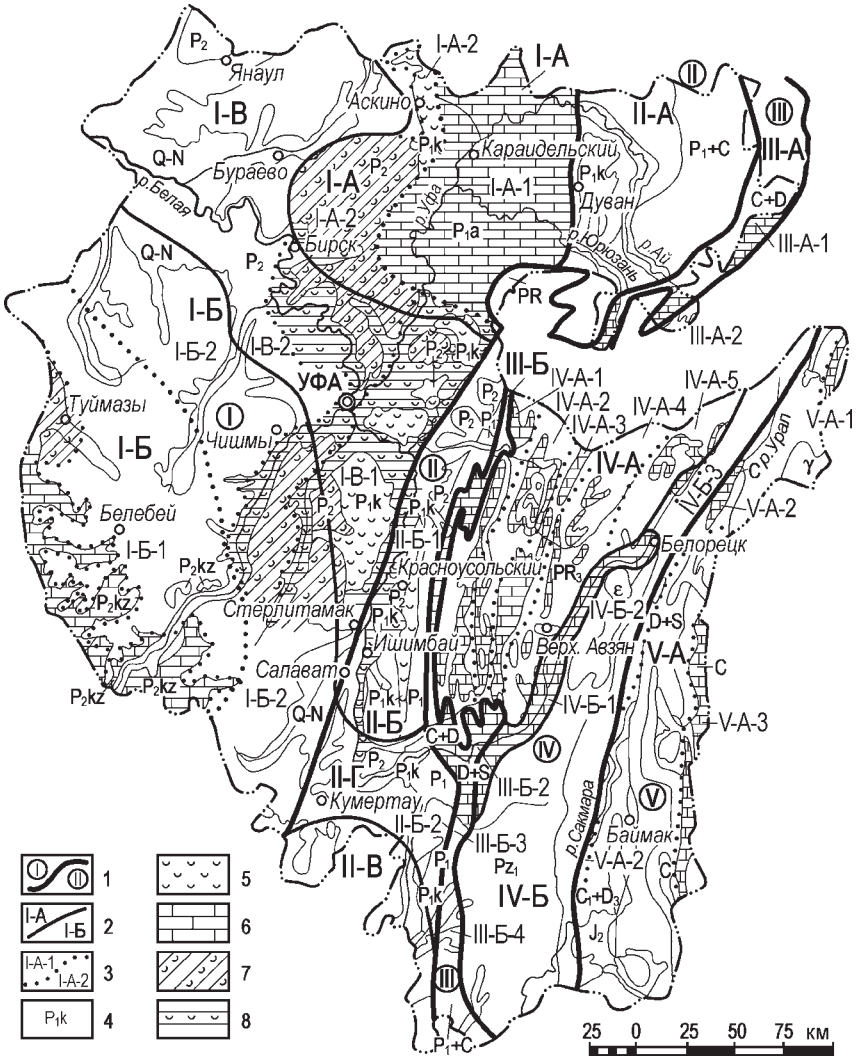



**Рис.17. Карта карста Башкортостана (по В.И. Мартину [Карст..., 2002])**

1–3 — границы карстовых провинций (1, см. табл. 11), областей (2), районов (3); 4 — возраст карстующихся пород; 5 — сульфатный карст; 6 — карбонатный карст; 7 — закрытый карст; 8 — перекрытый карст

**Таблица 11**

## Районирование карста Башкортостана

| Карстовые провинции | Карстовые области | Усл. индексы областей | Карстовые районы | Усл. индексы р-нов на карте |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Волго-Уральская – I | Уфимское плато – свод и его склоны (карбонатный и сульфатно-карбонатный карст | I-А | Уфимский свод карбонатного покрытого карста | I-А-1 |
| | | | Западный склон Уфимского свода сульфатно-карбонатного и сульфатного закрытого и покрытого карста (участки: Аскинский, Бирско-Изякский, Улу-Телякский) | I-А-2 |
| | Шкаповско-Ромашкинская возвышенность – свод и его склоны (карбонатный, участками – сульфатный карст) | I-Б | Шкаповско-Ромашкинский свод карбонатного покрытого и закрытого и сульфатного покрытого и перекрытого карста (Участки: Туймазинский, Белебеевский и Бижбулякский) | I-Б-1 |
| | | | Склон Шкаповско-Ромашкинского свода сульфатного закрытого участками покрытого и перекрытого карста (Участки: Демско-Уршакский) | I-Б-2 |
| | Камско-Бельское понижение-депрессия (сульфатный участками – сульфатно-карбонатный карст) | I-В | Рязано-Охлебининский сульфатного преимущественно покрытого, участками перекрытого и голого карста (Участки: Шакшинско-Иглинский, Тавтимановский, Охлебининский, Кабановский, Кармаскалинский, Аургазинский и др.) | I-В-1 |
| | | | Сергеевский сульфатного перекрытого участками закрытого карста (Участки: Уфимско-Благовещенский, Карюгинский и др.) | I-В-2 |
| Предуральская – II | Юрюзано-Айское понижение-депрессия (сульфатный карст) | II-А | Юрюзано-Айский закрытого сульфатного карста | |
| | Предуральское понижение-депрессия (сульфатный карст) | II-Б | Предуральский закрытого, покрытого и участками перекрытого сульфатного карста | |
| | Присакмарское понижение-депрессия (сульфатно-соляной карст) | II-В | Присакмарский закрытого сульфатного карста | |
| | Общесыртовая возвышенность-поднятие, (сульфатный карст) | II-Г | Общесыртовый закрытого и покрытого сульфатного карста | |

**Окончание таблицы 11**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| Западно-Уральской внешней зоны складчатости – III | Уфимский амфитеатр (карбонатный карст) | III-А | Приайский карбонатного покрытого карста | III-А-1 |
| | | | Пристанский карбонатного покрытого карста | III-А-2 |
| | Южная часть внешней зоны складчатости (карбонатный карст) | III-Б | Зилим-Инзерский карбонатного покрытого карста | III-Б-1 |
| | | | Бельско-Нугушский карбонатного покрытого карста | III-Б-2 |
| | | | Приикский карбонатного покрытого карста | III-Б-3 |
| | | | Ассельско-Ускалыкский карбонатного покрытого карста | III-Б-4 |
| Центрально-Уральская – IV | Башкирское поднятие – мегантиклинорий (карбонатный карст) | IV-А | Зилимо-Шишенякский (понижение между хр. Колу-Алатау) карбонатного покрытого карста | IV-А-1 |
| | | | Инзеро-Нугушский (понижение между хр. Колу-Ардакты-Баштин) карбонатного покрытого карста | IV-А-2 |
| | | | Бакало-Зигазинский (понижение между хр. Ардакты-Баштин-Юрматау) карбонатного покрытого карста | IV-А-3 |
| | | | Тараташско-Ямантауский карбонатного покрытого карста | IV-А-4 |
| | | | Иремельско-Малиногорский карбонатного покрытого карста | IV-А-5 |
| | Зилаирское плато-поднятие с Прибельским понижением и Уралтауское плато-поднятие (карбонатный карст) | IV-Б | Прибельский карбонатного перекрытого и покрытого карста | IV-Б-1 |
| | | | Белорецкий карбонатного перекрытого и покрытого карста | IV-Б-2 |
| | | | Тирлянский перекрытого и покрытого карста | IV-Б-3 |
| Тагило-Магнитогорская – V | Магнитогорское понижение – мегасинклинорий (карбонатный карст) | V-А | Верхнеуральский карбонатного покрытого карста | V-А-1 |
| | | | Сакмаро-Миндякский карбонатного покрытого карста | V-А-2 |
| | | | Кизильско-Суундукский карбонатного покрытого карста | V-А-3 |

***Карстовая область Уфимского плато-свода (I–А)*** характеризуется развитием карбонатного и смешанного карбонатно-сульфатного классов карста и четко делится на два карстовых района: район Уфимского плато-свода — (I–А–1); район Западного склона Уфимского плато-свода — (I–А–2).

Карстовый район Уфимского плато-свода (I–А–1) характеризуется развитием карбонатного преимущественно покрытого подкласса карста на междуречьях и перекрытого в пределах долин рек с участками голого вдоль их склонов. Карстующимися породами являются сакмарские, артинские и кунгурские известняки и доломиты пермской системы.

Карбонатные породы здесь отличаются по составу и водопроницаемости, геоструктурными и геоморфологическими условиями распространения, перекрыты различными по составу и мощности покровными отложениями, в связи с чем степень их закарстованности в разрезе и по площади весьма неравномерная. Из карбонатных пород более подвержены карстованию органогенно-обломочные и чистые рифогенные разности артинского и сакмарского возраста. Кремнистые и битуминозные известняки характеризуются значительной монолитностью, поэтому в них крупных карстовых форм не встречается. Довольно интенсивной и равномерной закарстованностью отличаются и известняки филипповского горизонта кунгурского яруса. Характерны воронки, часто с понорами, колодцы, провалы, карстовые овраги, суходолы, исчезающие реки, мощные карстовые источники с озерами (Красный Ключ, Сарва, Тюба и др.), каверны, пещеры (Усть-Атавская, Павловские и др.), каналы и пр. (рис. 18). Наиболее широко распространены карстовые воронки. Обычно они встречаются в виде цепочек (часто этажнорасположенных) по днищам суходолов, в верховьях логов,

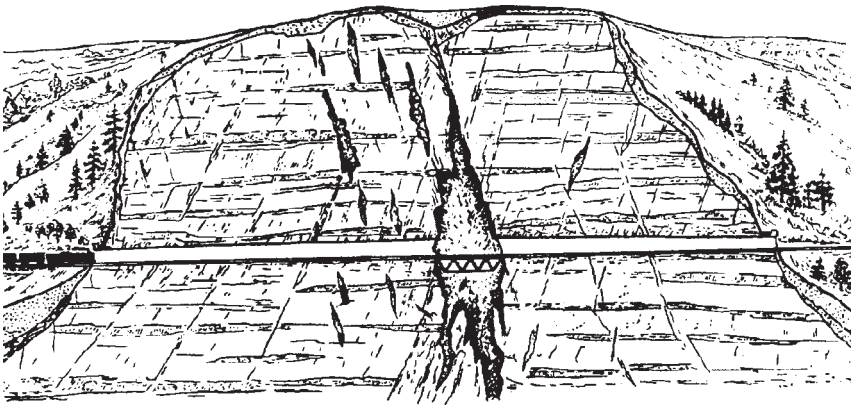


**Рис. 18. Большой карстовый грот, через который построен железнодорожный мост внутри туннеля, проложенного в известняках Уфимского плато [Буданов, 1964]**

оврагов и на водоразделах. Диаметр воронок обычно 3–25 м, иногда достигает 100–150 м, а глубина их колеблется от 1–5 до 10–13 м, редко более. Плотность воронок изменяется от 7 до 70 на 1 км длины карстового поля в днищах долин. Коэффициент закарстованности составляет 0,0006–0,057.

Типичными карстовыми формами для Уфимского плато (особенно южной части) также являются и суходолы (Яман-Елга, Круш, Бердяшка и др.). Сток по ним имеется только на отдельных участках, обычно в верховьях. Даже весной не все они имеют водоток. Как отмечают А.Г. Лыкошин и Д.С. Соколов [1954], движение подземных вод происходит от менее закарстованных ядер водоразделов к днищам долин и суходолов, под которыми (как наиболее закарстованными участками) образуются концентрированные водотоки, направленные вдоль логов и проявляющиеся в их устьях крупными родниками. Так, по-видимому, бассейн суходола Яман-Елги является областью питания гигантского карстового родника «Красный Ключ» [Гидрогеология..., Т. 15, 1972].

В зависимости от интенсивности трещиноватости и закарстованности карбонатных пород коэффициенты их фильтрации испытывают значительные колебания. В районе Павловской ГЭС они составляют от 0,1 до 300 м/сутки, участками достигая 530 м/сутки и более, а удельное водопоглощение — до 100–128,9 л/м [Лыкошин, 1959].

Карстовый район западного склона Уфимского плато-свода (I–А–2) характеризуется развитием смешанного карбонатно-сульфатного класса карста покрытого и закрытого подклассов. Карстующимися породами в восточной части этого района являются кунгурские известняки и доломиты, постепенно фациально замещающиеся к западу одновозрастными гипсами и ангидритами. В западной части карстуются кунгурские гипсы и ангидриты, а также карбонатные толщи (известняки, мергели) в покрывающих уфимских отложениях.

Этот район отличается исключительно сильной закарстованностью, характерной обычно для смешанного карста. Здесь очень большая плотность поверхностных карстопроявлений, представленных преимущественно воронками различной формы и величины, образующими крупные карстовые поля и цепочки, которые контролируются зонами восходящих или нисходящих перетоков подземных вод. В восточной части района в зоне фациального замещения карбонатных отложений сульфатными кроме воронок встречается большое количество карстовых котловин, озер и многочисленных многодебитных родников.

***Карстовая область Белебеевской возвышенности-свода и его склонов (I–Б)*** характеризуется развитием карбонатного и сульфатно-карбонатного классов карста. В пределах собственно свода, соответствующего в рельефе Бугульминско-Белебеевской возвышенности, развит в основном карбонатный закрытый карст, связанный с верхнеказанскими

карбонатными толщами, и лишь в районе г.г. Туймазы и Октябрьский, а также в верховьях р. Демы развит сульфатный карст, связанный с кунгурскими гипсами и с загипсованностью казанских отложений. На склонах развит смешанный карбонатно-сульфатный класс карста, закрытый, покрытый и перекрытый (подаллювиальный) подклассы, а также карст в терригенно-карбонатных породах на гипсовом цементе (кластокарст).

По условиям развития карста и влияющих на карстовый процесс факторов область четко делится на два района: Белебеевская возвышенность-свод — (I–Б–1); склоны Белебеевской возвышенности-свода — (I–Б–2).

Карстовый район Белебеевской возвышенности-свода (I–Б–1). В северной части района в окрестностях городов Туймазы и Октябрьский, а также в южной части, в верховьях р. Демы развиты сульфатный покрытый (подэлювиальный), перекрытый (подаллювиальный) и участками — закрытый подклассы карста, связанные с близким залеганием от поверхности кунгурских гипсов.

Поверхностные карстопроявления в условиях развития карбонатного карста редки и карст развит в виде вторичной пористости и кавернозности, связанных с существующими системами литогенетических и тектонических трещин. Поверхностные карстовые формы отсутствуют. Поры, каверны, малые и средние пустоты (от долей миллиметра до нескольких сантиметров) имеют различную форму: округлую, овальную, продолговатую, трубкообразную, неправильную.

Скорость развития, густота распределения, размеры и формы каверн зависят от литологического состава карбонатных пород, их микро- и макроструктуры. Это и является основной причиной приуроченности закарстованности к определенным слоям, часто незначительной мощности. Для карбонатного карста этого района, как отмечает А.В. Ступишин [1972], характерна избирательность процессов растворения к отдельным слоям или комплексам слоев, которые более подвержены процессам растворения. Среди известняков встречаются разности от сильно кавернозных до монолитных, не имеющих следов выщелачивания. Наиболее подвержены карсту оолитовые известняки, для которых характерна вторичная пористость, а наименее — глинистые, кремнистые и доломитизированные их разности. Нередко известняки выщелочены до состояния глинистого материала с включением обломков материнских пород. Эти остаточные образования (брекчии) залегают среди закарстованных пород в виде небольших линз и невыдержанных по простиранию прослойков мощностью до 30–40 см.

Линейный коэффициент закарстованности известковых слоев мощностью 0,1–0,3 м в долине р. Тарказа в зонах вертикальной и горизонтальной циркуляции колеблется от 6 до 45%, а их пористость

достигает 30–35%. Поры и каверны иногда заполнены продуктами кристаллизации осадков из водных растворов. Преимущественно полости открытые, что является косвенным признаком активизации карста, обусловленной интенсивными неотектоническими поднятиями исследуемой территории.

Действительная скорость движения трещинно-карстовых вод в долине р. Сухая Тарказа, определенная методом заряженного тела, составляет 1,73–4,32 м/сутки, а коэффициент фильтрации неравномерно закарстованных верхнеказанских известняков, определенный методом наливов и откачек, варьирует от 5 до 20 м/сутки. Удельное водопоглощение известково-мергелистых отложений колеблется от 0,67 до 1,71 л/мин·м, достигая в интенсивно закарстованных карбонатных слоях 20 л/мин·м и более. Закарстованность карбонатных пород верхнеказанского подъяруса обусловила полное поглощение жидкости с расходом до 2,5–3 л/с при бурении инженерно-геологических скважин [Абдрахманов, $1988_2$].

Подземная химическая или карстовая денудация на Бугульминско-Белебеевской возвышенности оценивается в 7–15 микрон, а скорость развития карста 0,268% [Мартин, 1975].

На Бугульминско-Белебеевской возвышенности известен также карст известковых туфов, развитых преимущественно в области распространения карбонатных верхнеказанских пород, по крутым склонам долин рек Кидаш, Стивинзя, Курсак и др. Мощность залежей известковых туфов достигает 8–10 м. Карстовые формы представлены порами, кавернами, полостями, пещерами [Максимович и др., 1976]. ***Пещеры в известковых туфах являются уникальными, поэтому их необходимо включить в список охраняемых природных памятников Башкортостана (в других районах России такие пещеры не известны).***

В условиях сульфатного класса карста в районе городов Туймазы, Октябрьский и в верховьях р. Демы имеется большое разнообразие поверхностных карстопроявлений (воронки с понорами на дне, слепые овраги, котловины, карстовые провалы), а из глубинных встречаются пещеры, бурением вскрываются полости.

Карстовый район склона Белебеевской возвышенности-свода (I–Б–2) характеризуется развитием преимущественно сульфатного класса карста и участками смешанного сульфатно-карбонатного в основном закрытого, реже перекрытого и покрытого подклассов карста. Для этого карстового района характерным является широкое развитие смешанного карста, связанного с уфимскими терригенно-карбонатными породами на гипсовом цементе (кластокарст).

Таким образом, карстующимися породами являются гипсы и ангидриты в кунгурском ярусе и карбонатные толщи в составе уфимского, а также терригенно-карбонатные отложения на гипсовом цементе.

Поверхностные проявления карста представлены в основном воронками преимущественно блюдце- и чашеобразной формы суффозионно-карстового происхождения.

***Карстовая область Камско-Бельского понижения-депрессии (I–B).*** В пределах этой области четко выделяются два карстовых района: Рязано-Охлебининский (I–B–1), Сергеевский (I–B–2).

Рязано-Охлебининский карстовый район (I–B–1) характеризуется развитием сульфатного преимущественно покрытого и перекрытого (подаллювиального) карста с достаточно широким развитием голого, особенно вдоль склонов долин рек Белой, Уфы, Демы, Уршака, Сима, Инзера в районе их слияния.

Хорошая степень изученности этого карстового района позволяет выделить в его составе ряд карстовых участков, которые отличаются определенной спецификой условий развития карста. В частности, выделяются Шакша-Иглинский и Тавтимановский карстовые участки с преимущественным развитием покрытого и перекрытого сульфатного подклассов карста с участками смешанного карбонатно-сульфатного; Охлебининский, Кармаскалинский, Аургазинский участки преимущественно покрытого сульфатного карста с обширными участками голого и перекрытого.

Поверхностные карстопроявления в характеризуемом районе отличаются большим разнообразием (воронки, колодцы, карстовые озера и котловины, очень большое количество карстовых пещер, среди которых наиболее крупные и известные Охлебининская, Куэшта, Карламанская, Курманаевские, недавно открытая Вертолетная и др.).

По данным М.С. Верзакова, В.П. Костарева [1968] на Уршак-Бельском междуречье на площади 585 км$^2$ насчитывается до 6000 воронок, а на Уфа-Симском (площадь 373 км$^2$) — до 4500. На участках развития голого и покрытого карста на западном обрамлении Уфимского плато (бассейн р. Байки, верховье р. Бирь и др.) плотность воронок на отдельных полях достигает 80–500 на 1 км$^2$, коэффициент закарстованности 0,003–0,2, редко до 0,56, Активность карста достигает 4,32% (бассейн р. Аургазы).

Размер воронок самый различный — от 3–10 до 100–150 м и более, а глубина их достигает 20–30 м. Воронки часто сухие, с понорами. Заполненные водой воронки и котловины более характерны для карстовых площадей, примыкающих с запада к Уфимскому плато, Встречаются воронки, из которых осуществляется концентрированная разгрузка карстовых вод с расходом до 100–400 л/с и более (бассейн рек Бирь, Аургаза и др.).

Сергеевский карстовый район (I–B–2) сульфатного перекрытого (подаллювиального) карста находится в пределах долины р. Белой и закрытого — на Уфа-Бельском междуречье от г. Уфы до г. Бирска.

В пределах этого района выделяется два участка: Карюгинский и Уфимско-Благовещенский.

Карюгинский участок отличается преимущественным развитием перекрытого сульфатного карста с очень большой плотностью поверхностных карстопроявлений, имеющих в основном суффозионно-карстовое происхождение, но встречаются и карстовые провалы. Преобладающими формами являются карстовые воронки, озера, котловины, встречаются полья.

Уфимско-Благовещенский участок очень хорошо изучен. В нем развит смешанный карбонатно-сульфатный карст, связанный с кунгурскими гипсами и карбонатными толщами в основании уфимского яруса. Карст преимущественно закрытый, участками покрытый. Кроме того, в гипсоносных терригенно-карбонатных уфимских породах на локальных участках развит кластокарст.

Уфимско-Благовещенский карстовый участок является своеобразным полигоном всестороннего изучения карста вот уже в течение 100 лет. На базе проводимых здесь исследований установлены количественные показатели критериев основных факторов, влияющих на скорость развития карстово-суффозионного процесса, статистические характеристики частоты карстовых провалов и их размеров. Все это позволило разработать нормативно-методические документы по объективной оценке степени устойчивости закарстованных территорий для строительства. Этот участок характеризуется полным набором всех классов и подклассов карста, развитых в пределах республики, и всех поверхностных и глубинных форм его проявления. В пределах этого участка ведется изучение и оценка роли техногенных нагрузок на механизм и скорость развития карста.

Интенсивное хозяйственное освоение (разработка нефтяных месторождений, гидротехническое строительство, мелиорация и пр.) территории этой карстовой провинции вызвало изменение гидродинамического и гидрохимического режима водоносных горизонтов и, как следствие, усиление карстовых процессов и развитие техногенного типа карста [Абдрахманов, $1988_2$].

Как известно, химический состав и минерализация инфильтрующихся вод являются основными факторами, определяющими интенсивность растворения и выщелачивания сульфатных и карбонатных осадков. Экспериментальные исследования Н.М. Страхова [1951], В.М. Левченко [1950] и др. показали, что растворимость $CaSO_4$ и $CaCO_3$ значительно меняется в присутствии различных солей.

Растворимость сульфата кальция растет с увеличением концентрации хлористого натрия, достигая максимума (7,48 г/л) при содержании NaCl, равном 129,6 г/л, а затем постепенно снижается до 5,19 г/л в концентрированном растворе этой соли, близком к состоянию насыщения. Растворимость $CaCO_3$ повышается вдвое (с 0,06 до 0,14 г/л) при возра-

стании концентрации NaCl от 0 до 21 г/л. В различной степени стимулируют растворимость карбонатов $MgSO_4$, $NaSO_4$ и $MgCl_2$.

В исследуемом районе до начала интенсивного хозяйственного освоения его подземные воды имели гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией 0,5–0,7 г/л. В загипсованных породах формировались сульфатные кальциевые воды с минерализацией до 2–2,8 г/л.

Наиболее существенные изменения гидрогеологических условий произошли в результате разведки и эксплуатации нефтяных месторождений, при которых отмечалось проникновение пластовых рассолов в верхние водоносные горизонты. Вследствие этого утратились естественные связи ионно-солевого состава подземных вод с литолого-минералогическими особенностями водовмещающей среды, что привело к появлению новых, ранее не свойственных отложениям гидрохимических типов. Минерализация подземных вод местами достигла 10–15 и даже 50–70 г/л; одновременно воды стали хлоридными натриевыми и хлоридными кальциево-натриевыми. Эти растворы, обладая высокой агрессивностью к гипсам и известнякам, вызвали значительное усиление карстовых процессов. В период 1973–1994 гг. в среднем и верхнем течении р. Ик нами наблюдалось образование свежих воронок и колодцев с понорами диаметром 2,5–10 м и глубиной 3–5 м, осушение небольших озер и пр. Наиболее активизировался карст в местах сосредоточенной разгрузки агрессивных рассолов в карстующиеся породы.

Бурение многочисленных скважин привело к нарушению сплошности разделяющих глинистых водоупоров в пермских отложениях и возникновению искусственных путей миграции трещинно-карстовых вод из верхних горизонтов в нижележащие. Вследствие нисходящих перетоков вод через гидрогеологические «окна» техногенного происхождения на некоторых участках существенно снизились уровни подземных вод, что привело к истощению ресурсов верхних водоносных горизонтов, исчезновению источников и пр. В результате карстующиеся пермские породы оказались в условиях зоны нисходящей вертикальной циркуляции вод и резко возросших градиентов фильтрации, что вызвало усиление карстовых процессов.

При гидротехническом строительстве важно изучение также карста (кластокарста), связанного с загипсованными песчаниками и аргиллитоподобными глинами уфимского яруса. Он встречается по долинам рек Сюнь, База, Агарды и др. Так, в долине р. Агарды (левый приток р. Кармасан) на второй год после создания водоема под действием напора (около 10 м) происходило размывание и растворение прослоев гипса мощностью от 0,5 до 3–7 см, залегающего среди аргиллитоподобных глин, и вынос его в нижнем бьефе. В результате в верхнем

бьефе, в основании левого склона долины, образовалась цепочка суффозионно-карстовых воронок диаметром до 1,5–2 м, и летом 1979 г. произошло полное осушение водоема емкостью 900 тыс. м$^3$.

***Предуральская карстовая провинция (II)*** протягивается узкой полосой с севера на юг вдоль карстовой провинции Западно-Уральской внешней зоны складчатости. Эта провинция по морфоструктурным признакам четко делится на ряд карстовых областей: Юрюзано-Айское понижение-депрессию (II–А); Предуральское Бельское понижение-депрессию (II–Б); Присакмарское понижение-депрессию (II–В); Общесыртовую возвышенность-поднятие (II–Г).

***Карстовая область Юрюзано-Айского понижения-депрессии (II–А)*** характеризуется развитием сульфатного карста, связанного с линзами и прослоями гипсов в составе кошелевской и лемазинской свит кунгурского яруса, а также песчаниками на гипсовом цементе (кластокарст). На площадях развития известняков лемазинской свиты отмечаются обычно одиночные карстовые воронки или небольшие их скопления. И лишь в бассейне р. Кошелевки плотность воронок достигает 50 на 1 км$^2$. Диаметр воронок от 5–7 до 30–40 м, глубина 1,5–10 м. В долинах рек Ай, Кушкаяк отмечены небольшие пещеры. В русле р. Оки (южная часть с. Большая Ока) и в верховье р. Лемазы (в верхней части склона) встречены карстовые колодцы, диаметром 1,5–2,0 м. В первом случае отмечено интенсивное поглощение речной воды весной, с расходом до нескольких десятков литров в секунду. Кроме того, с Дуванскими рифами связан карбонатный карст, характеризующийся развитием редких поверхностных карстопроявлений в виде крупных карстовых воронок.

***Карстовая область Предуральского Бельского понижения-депрессии (II–Б)*** протягивается узкой полосой вдоль Урала. В ее пределах развит в основном сульфатный карст, связанный с кунгурскими гипсами и ангидритами, а также карбонатный класс карста, приуроченный к сакмаро-артинским карбонатным толщам нижней перми вдоль передовых складок на востоке и шиханов (рифов) на западе.

Сульфатный класс карста здесь представлен двумя подклассами: покрытым (подэлювиально-делювиальным) и перекрытым (подаллювиальным) в пределах долины р. Белой. На участках ее древней переуглубленной долины ввиду большой мощности выполняющих неогеново-четвертичных глинистых отложений (100 и более метров) на поверхности карст не проявляется (окрестности городов Салават, Стерлитамак, Ишимбай и др.).

Поверхностные карстопроявления в пределах этой карстовой области в условиях перекрытого сульфатного карста представлены воронками различной формы и величины суффозионно-карстового происхождения и карстовыми озерами. В условиях покрытого сульфат-

ного и карбонатного карста поверхностные формы проявления карста также представлены в основном воронками.

***Карстовая область Присакмарского понижения-депрессии (II–В)*** находится в основном за пределами республики и характеризуется развитием на локальных участках сульфатного преимущественно покрытого, а также перекрытого карста, который связан с кунгурскими гипсами. Поверхностные проявления представлены в основном воронками коррозионно-суффозионного происхождения.

***Карстовая область Общесыртовой возвышенности-поднятия (II–Г)*** характеризуется развитием сульфатного покрытого карста и большим разнообразием погребенных крупных древних форм, образовавшихся в результате выщелачивания сводов — диапиров кунгурских гипсов. Позже эти карстовые депрессии были заполнены палеогеново-неогеновыми глинистыми отложениями с буроугольными залежами, которые в настоящее время разрабатываются.

Поверхностные карстопроявления в современном рельефе представлены в виде карстовых воронок и понижений, которые прослеживаются вдоль контуров древних депрессий.

***Карстовая провинция Западно-Уральской внешней зоны складчатости (III).*** В рельефе соответствует передовым складкам Южного Урала. Карстующимися породами являются карбонатные толщи каменноугольного и девонского возраста, которые южнее широтного колена р. Бол. Ик фациально замещаются флишевыми формациями. В результате этого карст здесь не развивается, а затухает.

Карстовая провинция Западно-Уральской внешней зоны складчатости (III), как и Предуральская карстовая провинция (II), делится Каратауским надвигом на две области: карстовую область Уфимского амфитеатра (III–А) и карстовую область южной части внешней зоны складчатости (III–Б).

***Карстовая область Уфимского амфитеатра (III–А)*** примыкает с востока к карстовой области Юрюзано-Айского понижения-депрессии (II–А). В пределы Башкортостана она входит частично, а ее большая часть находится в Челябинской области.

Карстующимися породами являются известняки и доломиты карбона и девона. Верхний и средний карбон, а также средний и нижний девон характеризуются преобладанием в разрезе глинистых песчаников и кремнистых сланцев, которые карстуются слабо. Нижний карбон (визейский и серпуховский ярусы) и верхний девон (франский и фаменский ярусы) представлены чистыми известняками и доломитами, которые закарстованы значительно сильнее. В пределах карстовой области Уфимского амфитеатра развит только карбонатный класс карста (покрытый и участками перекрытый подклассы). В ее пределах различаются два карстовых района: Приайский (III–А–1) и Пристанский (III–А–2).

Приайский карстовый (III–А–1) район в северной части области характеризуется слабым развитием карста. Поверхностные карстопроявления представлены редкими воронками и отдельными суходолами.

Пристанский карстовый район (III–А–2) в южной части области достаточно хорошо изучен в связи с разведкой и эксплуатацией ЮУБРа и решением проблем больших (катастрофических) водопритоков в горные выработки.

В этом районе поверхностные карстопроявления в виде воронок встречаются чаще. Подземные формы представлены многочисленными карстовыми пещерами. В общей сложности в пределах всей карстовой области известна 21 пещера (Лаклинская, Луковская, Идрисовская и др.).

***Карстовая область южной части внешней зоны складчатости (III–Б)*** узкой полосой от хр. Кара-Тау тянется до широтного колена р. Бол. Ик на юге, южнее которого карст затухает в связи с фациальным замещением карбонатных пород карбона и девона на флишоидные формации. В ее составе имеется четыре района (III–Б–1 — III–Б–4). Карстующимися породами в пределах этой области также являются карбонатные породы карбона и девона. Здесь развит карбонатный покрытый и участками перекрытый подкласс карста. В разрезе карбона и девона наиболее сильно закарстованы известняки и доломиты нижнего карбона ($C_1v+s$) и верхнего девона ($D_3fr+fm$), так как представлены относительно чистыми разностями. Вместе с тем средне- и особенно верхнекаменноугольные карбонатные толщи в связи с наличием в их разрезе кремнистых и глинистых линз и прослоев (особенно $C_3$) слабо или совсем не закарстованы. Также плохо или совсем не карстуются отложения среднего и нижнего отделов девона, в разрезе которых преобладают глинистые сланцы и песчаники.

Эта карстовая область является уникальной по количеству в ее пределах карстовых пещер (315 из 502), известных в горной части республики [Карст..., 2002]. Здесь находится самая крупная по протяженности (9860 м) и самая глубокая (140 м) на Урале пещера Сумган. В пределах этой карстовой области имеется все разнообразие поверхностных форм проявления карста, концентрированные многодебитные выходы карстовых родников (Берхомут, Сакаска и др.), в том числе широко известные минеральные источники (Красноусольские, Ташастинские и др.).

***Центрально-Уральская карстовая провинция (IV).*** В этой провинции развит карбонатный покрытый, участками перекрытый карст, связанный с позднепротерозойскими карбонатными толщами в составе катавской, миньярской, авзянской и других свит, а также с девонскими и силурийскими известняками и доломитами. Эта карстовая провинция четко делится на две карстовые области: Башкирского поднятия-мегантиклинория (IV–А) и Зилаирского понижения-мегасинклинория (IV–Б) (с Прибельским понижением).

**Карстовая область Башкирского поднятия-мегантиклинория (IV–А)** характеризуется развитием карбонатного покрытого и участками перекрытого карста, связанного с известняками, доломитами, мергелями в составе миньярской, катавской, авзянской, зильмердакской и других свит рифея, залегающими в виде узких полос среди некарстующихся пород (песчаники, сланцы, кварциты). При этом карстующиеся породы, как правило, залегают в межхребтовых понижениях, некарстующиеся отложения слагают хребты. В связи с этим в пределах области выделяется ряд карстовых районов: Зилимо-Шишенякский в пределах понижения между хребтами Колу и Алатау (IV–А–1); Инзеро-Нугушский в пределах понижения между хр. Колу – Ардакты – Баштин (IV–А–2); Бакало-Зигазинское понижение между хр. Ардакты – Баштин – Юрматау (IV–А–3); Тараташско-Ямантауское межхребтовое понижение (IV–А–4); Иремельско-Малиногорское межхребтовое понижение (IV–А–5).

Зилимо-Шишенякский карстовый район (IV–А–1) находится в пределах Алатауского антиклинория, где в ядрах осложняющих синклиналей залегают известняки и мергели миньярской и катавской свит; с ними связан карбонатный покрытый карст.

Инзеро-Нугушский карстовый район (IV–А–2) находится в Инзерском синклинории. Ядра осложняющих его структур (Инзеро-Лемезинской, Екатерининской и др.) сложены также миньярскими и катавскими известняками, с которыми связаны карбонатный покрытый, а также участками перекрытый подклассы карста.

Бакало-Зигазинский карстовый район (IV–А–3) находится в пределах межхребтового понижения, где карстующимися являются известняки в составе авзянской свиты (катаскинская, ушаковская и реветская толщи). Наибольшая трещиноватость и закарстованность наблюдаются вдоль тектонических нарушений.

Тараташско-Ямантауский карстовый район (IV–А–4) находится в западной части одноименного антиклинория. Карстуются известняки саткинской свиты, известняки и доломиты миньярской и катавской свит. Эти карбонатные толщи в межхребтовых понижениях являются хорошими аккумуляторами и каналами концентрированного стока карстовых вод в сторону рек Нугуш, Лапышта и др., в долинах которых наблюдаются сосредоточенные выходы карстовых родников.

Иремельско-Малиногорский карстовый район (IV–А–5) приурочен к одноименному межгорному понижению, где карстом поражены карбонатные породы в составе авзянской и зильмердакской свит.

В условиях карстовой области Башкирского поднятия-мегантиклинория, несмотря на сильную метаморфизацию карбонатных комплексов, закарстованность пород высокая, особенно вдоль контактов с некарстующимися породами и тектоническими нарушениями (до 100 м

и более). Поверхностные формы карста представлены воронками с понорами, суходолами, а подземные — карстовыми пещерами, которых в пределах этой карстовой области известно 53.

**Карстовая область Зилаирского понижения-синклинория с Прибельским понижением (IV–Б).** В ней развиты карбонатный покрытый и перекрытый подклассы карста. Карстующиеся породы — карбонатные толщи девонского и силурийского возраста выполняют Прибельское понижение, Белорецкую и Тирлянскую мульды и по этому признаку в составе карстовой области различаются три карстовых района.

Прибельский карстовый район (IV–Б–1) приурочен к одноименной тектонической депрессии. Здесь развиты преимущественно перекрытый, а также покрытый подклассы карбонатного карста, образующие линейный карстовый бассейн, формирующийся за счет дренирования трещинных вод из слагающих борта депрессии некарстующихся пород (Башкирского поднятия и Зилаирского плато). Карбонатный карст в этом районе исключительно активен. Благодаря этому здесь имеется почти все разнообразие поверхностных и подземных форм карста (насчитывается около 100 пещер, в том числе всемирно известная пещера Каповая [Карст..., 2002]), сосредоточенные выходы многодебитных карстовых родников (Шульган и др.).

Белорецкий карстовый район (IV–Б–2) приурочен к одноименной мульде, расположенной выше по течению р. Белой, где карстующиеся породы те же — карбонатные толщи силурийского и девонского возраста.

В г. Белорецке все более актуальной становится проблема строительства в условиях карбонатного карста в связи с отдельными случаями деформации зданий и сооружений. Были также проблемы утечек под и в обход плотины Белорецкого водохранилища.

Тирлянский карстовый район (IV–Б–3) также приурочен к одноименной тектонической мульде, сложенной карбонатными толщами девона и силура.

***Карстовая провинция Магнитогорское понижение-мегасинклинорий (V).*** Она характеризуется развитием карбонатного покрытого и перекрытого подклассов карста, который связан с карбонатными толщами в составе кизильской, уртазымской и березовской свит карбона. В составе этой карстовой провинции выделяются три карстовых района: Верхнеуральский (V–А–1), Сакмаро-Миндякский (V–А–2) и Кизильско-Суундукский (V–А–3).

Эти районы состоят из многочисленных мелких карстовых участков: Миндякского, М. Кизильского, Северо-Присакмарского, Южно-Присакмарского (Юлбарсовского) и очень мелких — площадью 5–15 км$^2$ — (Кургашского, Уразовского и др.). Это обусловлено особенностями геологического строения Магнитогорского мегасинклинория, а именно —

изолированным характером размещения массивов карбонатных пород среди эффузивно-осадочного комплекса отложений. То есть это типичные внутриструктурные микробассейны карстовых вод.

Общим для всех районов и участков является формирование карстовых вод за счет выпадающих атмосферных осадков, поглощения поверхностного стока рек Бол. и Мал. Кизил, Янгелька и др., а также перетока трещинных вод из окружающих карбонатные массивы вулканогенно-осадочных пород. В связи с этим в карбонатных массивах формируются мелкие бассейны карстовых вод, имеющие большое практическое значение для водоснабжения в условиях восточного склона Урала.

Поверхностные формы карстопроявлений в пределах этой области представлены многочисленными воронками (плотность достигает 19,2 воронок/км$^2$) суффозионно-карстового происхождения (бассейн р. Сосновка), суходолами, редкими карстовыми пещерами. Очень много погребенных под мезозойско-кайнозойскими отложениями карстовых форм.

В заключение характеристики карста Башкортостана надо отметить, что в Волго-Уральской карстовой провинции особый интерес представляет карстовый бассейн Уфимского плато, обладающий огромными ресурсами пресных подземных вод преимущественно в артинских и сакмарских карбонатных осадках. На площади около 12 тыс. км$^2$ среднегодовые модули подземного стока составляют 15 л/с·км$^2$, минимальные (95% обеспеченности) — 7 л/с·км$^2$. Использование водных ресурсов этого бассейна, находящегося в благоприятных в геоэкологическом отношении условиях, позволит раз и навсегда решить проблему обеспечения качественной питьевой водой населения Уфимско-Благовещенской агломерации. Республике Башкортостан, обладающей значительным технико-экономическим потенциалом, вполне под силу решение этой актуальной жизненно важной задачи.

Существенно меньшими ресурсами питьевых вод, приуроченными к верхнеказанским карбонатным толщам, обладает Бугульминско-Белебеевский карстовый бассейн. Воды широко используются в основном для водоснабжения сельского населения. Однако проблема усугубляется тем, что в пределах бассейна расположен ряд крупных нефтяных месторождений (Шкаповское, Туймазинское и др.), длительная разработка которых привела к резкому обострению экологической ситуации, в частности, к широкомасштабному загрязнению карстовых вод.

В бассейнах Камско-Бельского понижения и Предуральского прогиба развит сульфатный класс карста, связанный с кунгурскими гипсами, в меньшей степени с загипсованными уфимскими карбонатами. В результате процессов конгруэнтного растворения, обменной адсорбции, смешения формируется широкая гамма минеральных питьевых

вод: сульфатных кальциевых Краинского типа (Уфимская минеральная, Нурлы, Горький Ключ, Серебряный Ключ и др.), кальциево-магниевых Казанского типа (Юматовская, Белебеевская–2 и др.), кальциево-натриевых Иаскараенского типа (Буздякская, Чупаевская и др.), сульфатно-хлоридных кальциево-натриевых Ижевского типа (Соленый Ключ, Уржумовская и др.), хлоридных натриевых Старо-Русского типа (Уржумовская и др.). Особенно значительны ресурсы сульфатных кальциевых вод (Уршак-Демское междуречье и др.), которые в известных случаях можно использовать и для целей орошения. В Бельской депрессии интерес представляют гидрокарбонатно-хлоридные натриевые Тереклинские, Ташастинские, Аскынские источники, а также Красноусольский радоновый источник, приуроченные к каменноугольным известнякам.

Весьма благоприятные условия формирования подземного стока создались в закарстованных карбонатных толщах девона и карбона Западно-Уральской внешней зоны складчатости, к которым приурочен ряд крупных сосредоточенных выходов пресных подземных вод (Берхомут, Аскенкуль, Шумиха, Атыш, Юрмаш и др.), часть из которых используется для крупного водоснабжения. С каменноугольными породами Каратауского структурного комплекса связаны минеральные субтермальные Куселяровские источники и радоновый источник Кургазак, который вместе с термальными газами горы Янган-Тау обеспечивает функционирование уникальной по лечебным факторам здравницы «Янган-Тау» на р. Юрюзань.

Карстовые бассейны Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория, несмотря на ряд существенных различий, имеют и целый ряд общих черт, обусловленных геолого-тектоническими особенностями этих структур. В пределах Зилаирского мегасинклинория и Башкирского мегантиклинория трещинно-карстовые воды приурочены к метаморфизованным известнякам и доломитам верхнего протерозоя, залегающим среди некарстующихся осадочных и метаморфических пород, и локализованы в межгорных понижениях. Это типичные внутриструктурные карстовые бассейны, значительную роль в питании которых играют перетоки вод из окружающих гидрогеологических массивов. Обычно они имеют линейный характер и вытянуты в субмеридиональном (уральском) направлении. Концентрация подземного стока связана с зонами тектонических нарушений. Имеющиеся, нередко значительные, ресурсы карстовых вод в основном не используются. В Инзерском синклинории находится Ассинское месторождение минеральных вод — одно из немногих в горной части республики [Попов, Абдрахманов, 1995; Карст..., 2002]. Термогеохимическими методами доказано его глубинное происхождение, участие в формировании древних талассогенных (морских) вод.

В Магнитогорском мегасинклинории сохраняется внутриструктурный характер размещения карстовых бассейнов, их разобщенность, меридиональная вытянутость, тектоническая дислоцированность пород в приразломных зонах. Трещинно-карстовые воды приурочены к метаморфизованным известнякам карбона, окруженным вулканогенно-осадочными образованиями. Они являются основным источником водоснабжения всех крупных населенных пунктов и рудников Зауралья. Проблема хозяйственно-питьевого водоснабжения осложняется повышенной минерализацией (до 5 г/л) карстовых вод в Южном Зауралье. Вместе с тем, важно обратить внимание на довольно широкое распространение в кизильской свите визе-намюрского комплекса лечебно-питьевых минеральных вод, относящихся к Луганскому, Алма-Атинскому и другим типам.

Нефть, газ, уголь, хозяйственно-питьевые, минеральные лечебные и промышленные воды — главные полезные ископаемые карстогенных коллекторов Башкортостана. Некоторые другие полезные ископаемые карста, имеющие важное промышленно-экономическое значение — бокситы, фосфориты, железные и марганцевые руды, огнеупорные глины, маршаллит, кварцевые пески.

Одним из удивительных проявлений карста являются пещеры, которые представляют собой большую научную и практическую ценность как природные лаборатории по изучению гидрогеодинамических, гидрогеохимических и геотектонических процессов в карстовых массивах, как неповторимые памятники природы и уникальные археологические памятники, как объекты спелеотуризма и экскурсий.

Отрицательные стороны карста, которые должны учитываться в народнохозяйственной деятельности, связаны с осложнениями при любых видах строительства на закарстованных территориях, в том числе промышленного, гражданского и гидротехнического, при сельскохозяйственном освоении закарстованных земель. Особую опасность представляют карстовые и суффозионно-карстовые процессы в гипсах, ведущие к образованию карстовых провалов и, как следствие — к деформации жилых и промышленных объектов. Существенно интенсифицирует карст и сопутствующие ему негативные явления (суффозию, просадки, обвалы и др.) хозяйственная деятельность человека, коренным образом изменяющая гидрогеодинамическую и гидрогеохимическую ситуацию как в самих закарстованных породах, так и в выше- и нижезалегающих толщах.

В последние годы, благодаря совершенствованию методов инженерно-геологических изысканий, широкому привлечению различных видов исследований (геофизических, моделирования и др.), разработке строительных норм и критериев оценки степени опасности закарстованных территорий, появилась возможность более объективной оценки

степени их устойчивости, обоснованного прогноза местоположения, частоты и размеров провалов. Это позволяет вести строительство даже на территориях недостаточно устойчивых с применением конструктивных мер противокарстовой защиты, а в отдельных случаях осваивать и неустойчивые территории после ликвидации обнаруженных карстовых полостей [Карст..., 2002].

В связи со всем вышеизложенным на современном этапе изучения карста весьма актуальным является организация карстового мониторинга различного уровня и целевого назначения, который позволит дать научно-обоснованный анализ закономерностей формирования и размещения карста, прогнозировать динамику его развития во времени и в пространстве, использовать эту информацию для решения практических задач в области инженерной геологии и гидрогеологии на закарстованных территориях.

## 2.5. Оценка защищенности пресных подземных вод от загрязнения через зону аэрации

Поступление загрязняющих веществ (нефтепромысловых, химических, промышленных, сельскохозяйственных и других стоков) в горизонты пресных вод через зону аэрации может происходить или сплошным фильтрационным потоком из прудов-накопителей, емкостей, хранилищ стоков и пр. с постоянным уровнем длительное время, или оно носит кратковременный характер, не образуя слоя воды на поверхности (порывы водоводов, залповые выбросы промстоков, поля фильтрации, сброс рассолов при ремонте скважин и др.). В результате этого происходит свободная фильтрация сточных вод через зону аэрации до уровня пресных вод. Движение их через глинистые осадки сопровождается молекулярной диффузией, фильтрационной дисперсией, поглощением отдельных компонентов (физическая и химическая сорбция), растворением твердой породы, теплообменом и пр. В связи с фильтрационной неоднородностью пород многие реакции между загрязненными и чистыми (пресными) подземными водами и породами протекают обычно с изменением объема растворов, значений pH и Eh и других характеристик.

Стоки, с которыми связано загрязнение пресных подземных род в рассматриваемом нами регионе, представляют, как правило, попутные рассолы, извлекаемые вместе с нефтью из пластов терригенного девона и карбона. Состав их обычно следующий:

$$M_{290}\,\frac{Cl\,99}{Na\,65\,Ca\,27\,Mg\,7}.$$

Одним из загрязнителей является дистиллерная жидкость Стерлитамакского содово-цементного комбината (СЦК). Стоки эти в большом количестве сбрасываются в так называемые «Белые моря» — шламонакопители, созданные в долине р. Белой, нагнетаются в поглощающие горизонты девонских отложений различными способами. Дистиллерная жидкость представляет собой крепкий рассол с химическим составом:

$$M_{170}\frac{Cl\,98}{Ca\,65\,Na\,35}.$$

Большие объемы стоков образуются в промышленно-городских агломерациях и в сельскохозяйственном производстве (стоки птицефабрик, свинокомплексов, КРС и пр.). Стоки, например, Рощинского свинокомплекса характеризуются следующим составом:

$$M_{3-6}\frac{HCO^3\,66\,Cl\,31}{NH^4\,55\,Na\,23\,K\,20}.$$

Как видно, все эти стоки представлены преимущественно хлоридными рассолами, а хлориды относятся к категории стойких загрязнителей. Они не поглощаются биологическим путем и не подвержены сорбции. Поэтому глинистые породы зоны аэрации не являются гарантированным экраном загрязнению. В зависимости от коэффициента их фильтрации и мощности загрязнители могут поступать в пресные воды или сразу же после проникновения в зону аэрации, или через какой-то промежуток времени.

В условиях периодического поступления загрязнителей без образования постоянного уровня расчет защищенности грунтовых вод производится с учетом отношения мощности глинистых пород к коэффициенту фильтрации ($м/K_ф$). При этом параметр $м/K_Ф$ характеризует время фильтрации (сутки) при вертикальном градиенте, равном I. А при расчете времени проникновения химических загрязнителей через зону аэрации из хранилищ с постоянным уровнем используется формула Цункера [Гольдберг, Газда, 1984]:

$$t=\frac{\mu H}{K}\left[\frac{m}{H}-\ln\left(I+\frac{m}{H}\right)\right],$$

где H — высота слоя сточных вод в хранилище; K, m — коэффициент фильтрации и мощность пород зоны аэрации; $\mu$ — недостаток насыщения пород зоны аэрации ($\mu = n-n^0$); n — пористость; $n^0$ — начальная влажность пород зоны аэрации.

Как уже отмечалось, мощность зоны аэрации изменяется от 1–5 до 15–30 м и более. В расчетах условно мощность зоны аэрации и мощность глинистых покровных отложений можно принять равными.

Как показывают расчеты (табл. 12), время проникновения загрязняющих веществ до уровня пресных вод исчисляется от нескольких до сотен суток.

При характеристике условий защищенности пресных вод от загрязнения необходимо особо подчеркнуть широкое развитие в регионе карста (см. рис. 17). Наличие многочисленных поверхностных и подземных карстовых форм способствует быстрому распространению загрязняющих веществ подземными потоками, что в значительной степени определяется большими коэффициентами фильтрации (от 5–10 до 100–150 м/сутки, достигая иногда 300–500 м/сутки) закарстованных пород.

При составлении карт крупного масштаба (оценка защищенности отдельных районов) качественная оценка природных условий защищенности грунтовых вод выполняется на основе сопоставления категорий защищенности [Гольдберг, Газда, 1984; Гольдберг, 1987]. Каждая категория защищенности отличается своей суммой баллов, зависящей от глубины залегания уровня грунтовых вод, мощности слабопроницаемых отложений, их литологии и прочих факторов.

Более высоким категориям защищенности соответствует большая сумма баллов. Обоснование баллов, соответствующих разным глубинам залегания уровня грунтовых вод, мощностям и литологии (фильтрационным свойствам) слабопроницаемых отложений, производится исходя из времени достижения фильтрующимися с поверхности земли загрязняющими веществами уровня грунтовых вод.

Сумма баллов, обусловленная градациями глубин залегания грунтовых вод, мощностями слабопроницаемых отложений и их литологией,

**Таблица 12**

Расчет времени фильтрации загрязняющих веществ до пресных вод через зону аэрации с постоянным уровнем

| Мощность зоны аэрации, м | Коэффициент фильтрации глинистых пород, м/сутки | Недостаток насыщения пород, м | Высота слоя вод, м | Время проникновения, сутки |
|---|---|---|---|---|
| 5,0 | 1,0 | 0,26 | 3 | 0,2 |
| 5,0 | 0,5 | 0,26 | 3 | 1 |
| 5,0 | 0,1 | 0,26 | 3 | 5 |
| 10,0 | 0,5 | 0,26 | 3 | 3 |
| 10,0 | 0,1 | 0,26 | 3 | 15 |
| 15,0 | 0,5 | 0,26 | 3 | 5 |
| 15,0 | 0,1 | 0,26 | 3 | 25 |
| 20,0 | 0,5 | 0,26 | 3 | 7 |
| 20,0 | 0,1 | 0,26 | 3 | 36 |
| 20,0 | 0,01 | 0,26 | 3 | 361 |

определяет степень защищенности грунтовых вод. По сумме баллов выделяются шесть категорий защищенности грунтовых вод: I— $\sum \leq 5$, II — $5 < \sum \leq 10$, III — $10 < \sum \leq 15$, IV — $15 < \sum \leq 20$, V — $20 < \sum \leq 25$, VI — $\sum > 25$.

Наименьшей защищенностью характеризуются условия, соответствующие категории I, наибольшей — категории VI.

Например, если грунтовые воды залегают на глубине 7 м (1 балл) и в разрезе зоны аэрации имеется слой супесей и легких суглинков мощностью 3 м (2 балла), то по сумме баллов 3 эти условия соответствуют I категории защищенности. Если же грунтовые воды залегают на глубине 14 м (2 балла) и имеется слой глин мощностью 5 м (6 баллов), то сумма баллов 8, что соответствует II категории защищенности и т.д.

На карту крупного масштаба выносятся также основные источники загрязнения грунтовых вод (крупные промышленные предприятия, поверхностные хранилища жидких и твердых отходов, поля фильтрации и орошения сточными водами, крупные животноводческие комплексы и др.), водозаборы подземных вод, участки развития карста и пр.

В условиях этажного расположения водоносных горизонтов (выделяется от 2—3 до 8—10 водоносных пластов) в пермских, особенно верхнепермских образованиях в пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности, Камско-Бельской низменности и отдельных участках Юрюзано-Сылвинской равнины защищенность пресных вод от проникновения загрязняющих веществ с глубиной усиливается (время проникновения увеличивается). Как уже было сказано, слои, разделяющие водоносные горизонты, представлены аргиллитами, глинами, алевролитами с коэффициентами фильтрации в среднем $n \cdot 10^{-4}$ м/сутки. На отдельных участках, особенно в приповерхностных частях Уршак-Ашкадарского, Усень-Демского междуречий и Юрюзано-Сылвинской равнины, коэффициенты фильтрации глинистых пород составляют $n \cdot 10^{-2}$—$n \cdot 10^{-3}$ м/сутки.

Горизонты пресных вод залегают в зоне активной циркуляции. Нижняя граница ее в общем случае определяется положением местных базисов эрозии. На платформе в существенно глинистых фильтрационно-анизотропных верхнепермских отложениях она находится на уровне днищ долин основных рек Камско-Бельского бассейна. Днища малых рек обычно расположены выше этой границы. Мощность зоны с учетом подзон аэрации и фильтрации колеблется от 10—30 м в речных долинах до 200—250 м на водораздельных пространствах (см. рис. 9—11).

Примерно такие же мощности наблюдаются в Юрюзано-Сылвинской депрессии и внутренней зоне Бельской впадины в карбонатно-терригенных отложениях нижней перми и карбона. Такие же величины в вулканогенно-осадочных породах Башкирского Зауралья.

В сильно трещиноватых и закарстованных, хорошо проницаемых карбонатных породах Уфимского плато и передовых складок Урала

нижняя граница зоны интенсивного водообмена опускается значительно ниже местных базисов эрозии. В связи с этим мощность ее достигает 500–550 м. Видимо близкие мощности и в метаморфических породах горного Урала.

Воды зоны активной циркуляции безнапорные или слабонапорные, сток их происходит под действием гидравлических градиентов. В целом для этой зоны свойственна нисходящая циркуляция вод. Скорость движения подземных вод составляет $n–n \cdot 10^{-2}$ км/год, а сроки полного водообмена — от десятков до первых сотен лет.

Основную роль в формировании подземного стока играют процессы взаимосвязи водоносных горизонтов через слабопроницаемые слои. Условия взаимосвязи водоносных горизонтов рассмотрены в главе 1 и ранее опубликованных работах [Попов, 1985; Абдрахманов, Попов, 1985 и др.]. Здесь же только кратко освещены особенности вертикальных межпластовых перетоков, так как с ними связаны особенности загрязнения пресных вод в условиях этажного залегания. В качестве показателя вертикальных межпластовых перетоков используется градиент фильтрации (напора). Для двух напорных горизонтов (или безнапорного и напорного) он равен отношению разности отметок уровней вод этих горизонтов и мощности разделяющего слабопроницаемого слоя. В случае пары безнапорных горизонтов, учитывая, что поступление воды на кровлю нижнего горизонта происходит по схеме «дождевания», горизонт вертикальной фильтрации представляет частное от деления мощности водонасыщенной части верхнего горизонта на мощность подстилающего водоупора.

Экспериментальным путем установлено, что движение воды через глины начинается только при достижении определенной величины градиента, названной начальным градиентом фильтрации. В природных условиях фильтрация через глинистые породы происходит при величине градиентов 0,02–1 [Всеволожский, 1973; Лебедева, 1972 и др.].

Особенности изменения уровней вод с глубиной в пределах верхнего гидрогеологического этажа Предуралья показаны на рис. 19. По этому признаку выделяются три типа гидродинамических разрезов.

Тип I свойствен водоразделам и склонам долин. Здесь наблюдается обратное соотношение уровней вод этажнорасположенных горизонтов с глубиной (уменьшение их абсолютных отметок), что является необходимым условием возникновения нисходящих межпластовых перетоков (рис. 20). Градиент фильтрации всегда имеет положительную величину ($J > 0$). В зависимости от величины напора вод, обусловленной главным образом мощностью и выдержанностью глинистых пород, в составе данного типа выделяется три вида гидродинамических разрезов, первый из которых (IA) свойствен Уфимскому плато и Бугульминско-Белебеевской возвышенности ($3 > J > 1$), а два других (1Б и 1В) — Камско-

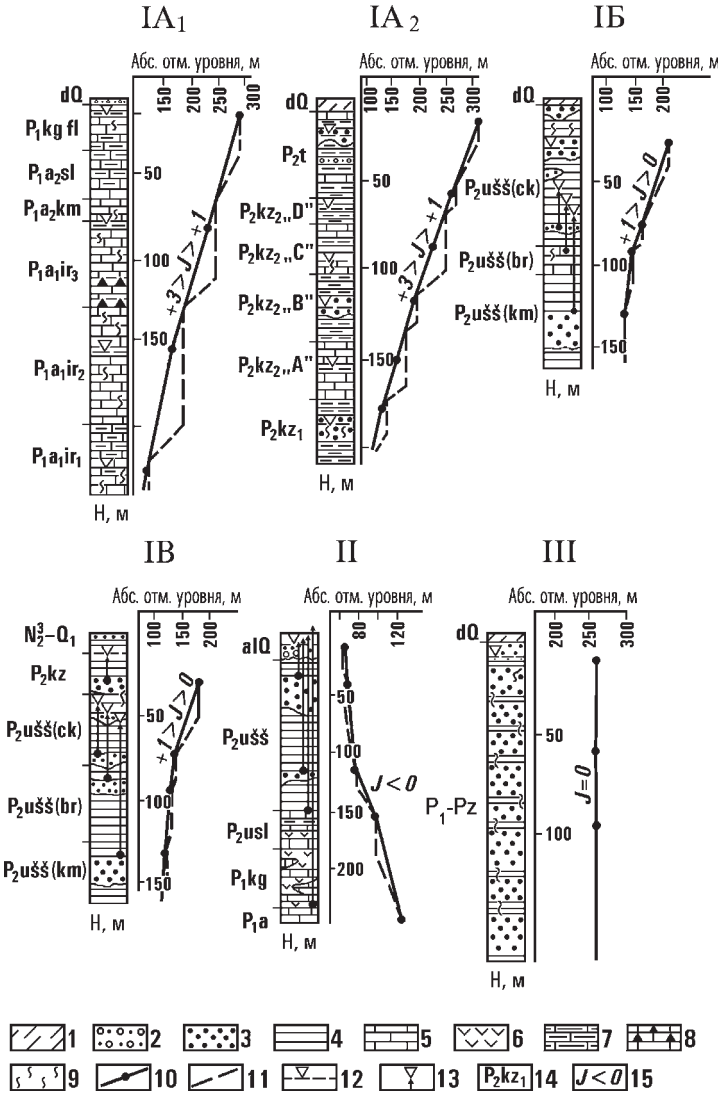



**Рис. 19. Типизация гидродинамических разрезов верхнего этажа бассейна [Попов, 1985]**

I — с обратным соотношением уровней этажнорасположенных горизонтов: J > 0; II — с прямым соотношением уровней: J < 0; III — с квазистационарным режимом: J ≅ 0. 1–8 — породы: 1 — суглинки, 2 — песчано-галечниковые отложения, 3 — песчаники, 4 — глины, алевролиты, 5 — известняки, 6 — гипсы, 7 — известняки глинистые, 8 — известняки битуминозные; 9 — трещиноватость; 10 — линия изменения уровней с глубиной; 11 — то же, видоизмененная в результате схематизации гидродинамических условий; 12 — уровень безнапорных вод; 13 — пьезометрический уровень; 14 — индекс возраста пород; 15 — величина градиента фильтрации

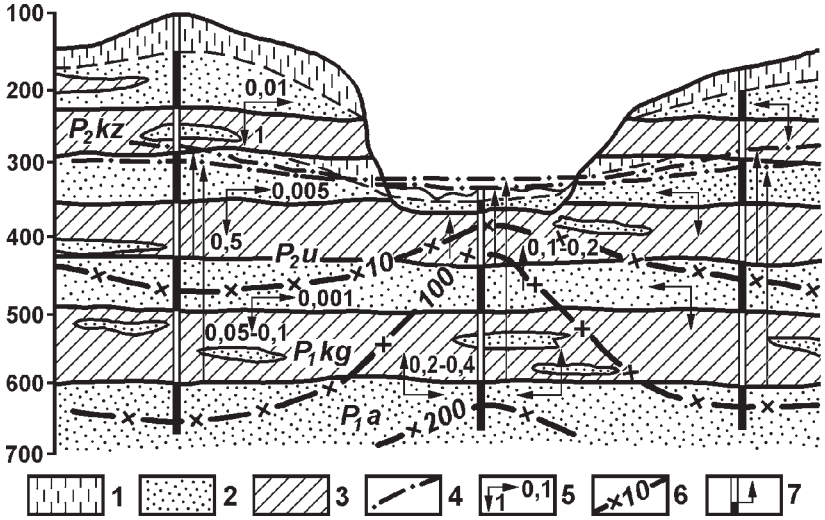



**Рис. 20. Схема взаимосвязи водоносных горизонтов зон интенсивной и затрудненной циркуляции Предуралья [Попов, 1985]**

1 — зона аэрации; 2–3 — породы: 2 — водопроницаемые, 3 — относительно водоупорные; 4 — пьезометрический уровень; 5 — направления и градиенты фильтрации; 6 — изолинии минерализации, г/л; 7 — скважина (стрелка соответствует напору вод, закрашены водопроницаемые породы)

Бельскому понижению ($1 > J > 0$). В их пределах градиенты фильтрации с глубиной обычно уменьшаются.

Тип II отражает гидродинамическую обстановку в речных долинах, где наблюдается прямое соотношение уровней вод в многослойном разрезе (рост отметок с глубиной), что вызывает восходящие перетоки их нижних горизонтов в верхние, в конечном итоге — в аллювий и русла рек (см. рис. 20). Величина вертикального градиента фильтрации колеблется от минус 0,01 до минус 0,3.

Тип III гидродинамических разрезов характерен для восточной и центральной частей Юрюзано-Сылвинской депрессии, также для горно-складчатого Урала и Зауралья, где водоносные отложения обладают высокой проницаемостью, в то время как глинистые разности пород относительно маломощны, фациально не выдержаны и нередко сильно трещиноваты. Водоносные горизонты, вскрываемые на различных глубинах, имеют один уровень, то есть представляют единую гидравлическую систему. Градиент фильтрации равен нулю (или близок к нему). Поэтому вертикальная миграция вод может осуществляться под действием градиентов, имеющих иную природу, нежели гидростатическую, например, градиента плотности воды.

С учетом соотношения уровней (градиентов фильтрации) в региональном плане выделяется три категории защищенности подземных вод [Гольдберг, 1987].

I — защищенные: водоносные горизонты разделены выдержанным по площади и без нарушения сплошности водоупора при $m > 10$ м и $H_2 > H_1$ ($H_2$ — уровень нижележащего и $H_1$ — уровень вышележащего горизонтов). В группе I защищенность напорных вод обеспечивается большой мощностью водоупора и такими гидродинамическими условиями, при которых невозможно перетекание загрязненных подземных вод сверху.

II — условно защищенные: водоносный горизонт перекрыт выдержанным по площади водоупором без нарушения сплошности при $5 \text{ м} < m < 10$ м и $H_2 > H_1$ а при $m > 10 - H_2 \leq H_1$.

III — незащищенные: водоупор небольшой мощности $m < 5$ м и $H_2 < H_1$.

Выполненный анализ соотношения уровней свидетельствует о том, что водораздельные пространства и склоны долин (I и II типы гидродинамических разрезов) относятся к III, иногда — II категории защищенности. В крупных речных долинах (тип II гидродинамической обстановки) наблюдается прямое соотношение уровней ($H_2 > H_1$), вызывающее восходящие перетеки вод из нижних горизонтов в верхние. Вследствие этого разгрузка природных некондиционных (соленых и рассольных) вод вызывает ухудшение (загрязнение «снизу») качества пресных вод аллювиальных отложений.

Количественная оценка условий защищенности межпластовых (безнапорных и напорных) вод по времени фильтрации загрязненных вод из вышележащих горизонтов через разделяющий водоупор оценивается по формуле:

$$t = \frac{m \cdot n}{K \cdot I}$$

где t — время перетекания; m, n, K — мощность, активная пористость и коэффициент фильтрации разделяющих глинистых пород; I — градиент фильтрации.

Выполненные расчеты (табл. 13) времени проникновения загрязненных вод в этажнорасположенные водоносные горизонты свидетельствуют о том, что в верхний из них загрязняющие вещества проникают за время менее одного года. В нижележащие водоносные горизонты время проникновения загрязнения с глубиной увеличивается (до 10–60 лет), соответственно усиливается степень их защищенности.

В данной работе мы оцениваем только региональную защищенность пресных подземных вод и районирование региона производим по градациям: условно защищенные (защищенные) и не защищенные.

**Таблица 13**

Расчет времени перетекания подземных вод в пермских отложениях из верхних в нижние водоносные горизонты Башкирского Предуралья

| Местоположение | Пористость (n) | Градиент фильтрации (I) | Мощность водоупора, м | $K_ф$ глинистых пород, м/сутки | Время перетекания (t), годы |
|---|---|---|---|---|---|
| Междуречье Буй–Быстрый Танып | 0,01 | 0,16–2,8 | 5–60 | $3 \cdot 10^{-4}$ | 0,7–34 |
| Междуречье Уфа–Быстрый Танып | 0,01 | 0,3–2,9 | 4–30 | $3 \cdot 10^{-4}$ | 0,2–19 |
| Междуречье Сюнь–Чермасан | 0,01 | 0,1–2,1 | 10–40 | $3 \cdot 10^{-4}$ | 1,1–17 |
| Междуречье Чермасан–Дема | 0,01 | 0,4–1,2 | 7–32 | $3 \cdot 10^{-4}$ | 1,6–4,2 |
| Междуречье Уршак–Дема | 0,01 | 0,2–1,8 | 3–35 | $3 \cdot 10^{-4}$<br>$5 \cdot 10^{-3}$ | 0,2–14–59 |
| Междуречье Уршак–Ашкадар | 0,01 | 0,2–0,5 | 15–28 | $3 \cdot 10^{-4}$<br>$5 \cdot 10^{-3}$ | 0,2–11,6 |
| Междуречье Дема–Ик–Усень | 0,01 | 0,3–2,5 | 6–20 | $3 \cdot 10^{-4}$ | 0,1–7,6 |
| Юрюзано-Айская равнина | 0,01–0,1 | 0,06–0,5 | 3–35 | $5 \cdot 10^{-5}$<br>$3 \cdot 10^{-4}$ | 0,4–1,8 |

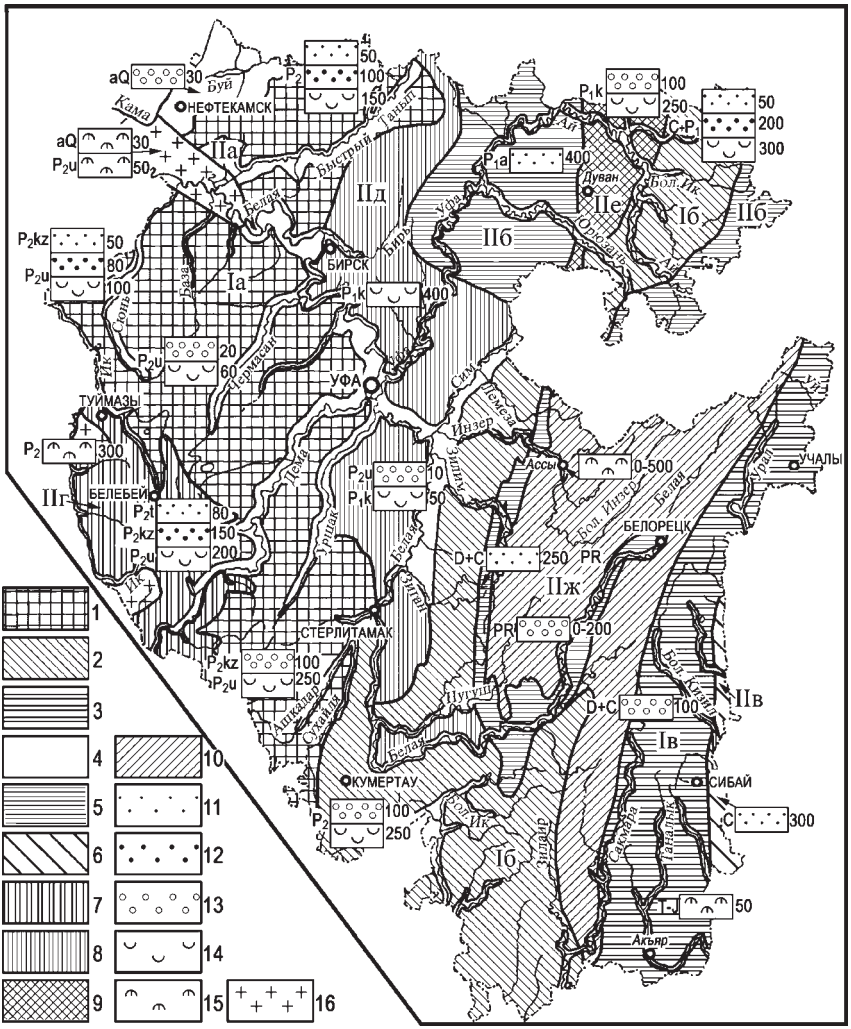
По времени фильтрации загрязненных вод выделяются водоносные горизонты незащищенные — менее одного года, условно защищенные и защищенные — свыше одного года и более 10 лет.

## 2.6. Районирование Башкортостана по условиям защищенности подземных вод

Геофильтрационные свойства глинистых пород, как уже отмечалось, являются одним из главных факторов, определяющих степень защищенности подземных вод от техногенного влияния. В результате изучения водопроницаемости этих пород, с учетом их литологического состава, мощности, условий залегания, а также гидрогеодинамических особенностей региона произведена оценка (районирование) защищенности подземных вод от проникновения жидких загрязняющих веществ с поверхности («сверху», рис. 21).

В соответствии с указанными градациями, в исследуемом регионе по условиям защищенности пресных подземных вод выделяются две

категории районов: условно защищенных (защищенных) и незащищенных [Абдрахманов, 1990, 1993]. К защищенным относятся межпластовые горизонты пермских отложений.


НЕФТЕКАМСК
БИРСК
УФА
ТУЙМАЗЫ
БЕЛЕБЕЙ
СТЕРЛИТАМАК
КУМЕРТАУ
Дуван
Ассы
БЕЛОРЕЦК
УЧАЛЫ
СИБАЙ
Акъяр
Кама
Буй
Белая
Уфа
Сим
Инзер
Зилим
Ашкадар
Сакмара
Урал
Ик
Сюнь
Газа
Тюй
Сутолок
Нугуш
Большой Инзер
Большой Кизил
Ташлы
Ташлар
Сухайля
Бирь
Быстрый
Танып
Ал
Орсыган
Большой Ик
Тема
Германсан
Ташлар
Ташлар
Ташлар

К ***первой*** из них (условно защищенных и защищенных) относятся обширная территория Камско-Бельской низменности, северо-восточная часть Бугульминско-Белебеевской возвышенности и отдельные участки Юрюзано-Айской и Бельской впадин Предуральского прогиба, вулканогенно-осадочных терригенных пород Магнитогорского синклинория (см. рис. 21). Общими их чертами являются: I) существенно глинистый тип разреза стратиграфических комплексов пермской системы; 2) преимущественно межпластовый характер залегания подземных вод; 3) относительно длительное время проникновения загрязняющих веществ в эксплуатационные горизонты через зону аэрации и разделяющие слои (n – 10n лет); в условиях этажного распределения водоносных горизонтов время проникновения загрязнения с глубиной увеличивается, соответственно усиливается степень защищенности вод; 4) низкие (n – 10n м/год) скорости движения подземных вод (и загрязняющих веществ).

Район 1А охватывает большую часть Камско-Бельской низменности, северо-восточную часть Бугульминско-Белебеевской возвышенности, сложенных преимущественно терригенными породами уфимского, участками казанского и неогенового возраста, обладающими низкими фильтрационными свойствами (до $n^{-5}$ м/сут.). Водоносные породы (песчаники, известняки), заключающие пресные воды, залегают среди глинистых осадков в виде отдельных выклинивающихся пластов, слоев и линз мощностью 1–5, редко 10–15 м. Мощность зоны пресных вод изменяется от 10–20 до 80–100 м и более. Глубина залегания подземных вод (мощность зоны аэрации) колеблется в пределах от 3–5 до 15–20 м.

В общей толще пород зоны пресных вод выделяется несколько водоносных пластов: на Буй-Таныпском их 4–5, Бельско-Таныпском — до 3, Сюнь-Чермасан-Демском, Уршак-Демском, Чермасанском, Уршак-Ашкадарском междуречиях — 2–4. Очень часто (левобережья рек База, Чермасан, Дема) уже в первых водоносных горизонтах заключены солоноватые воды (до 3 г/л). Воды верхнего горизонта обычно имеют свободную поверхность, а нижележащие — обладают напором с величиной 20–70 м. Разность отметок уровней колеблется от 5–15 до 40–50 м, что при мощности глинистых водоупоров между ними, равной 15–60 м, соответствует градиенту нисходящей фильтрации 0,3–2,1 (в среднем 1). При переходе от верхних горизонтов к низшим градиент имеет тенденцию к уменьшению.

Расчеты времени перетекания вод из верхних в нижние водоносные горизонты в этом районе (см. табл. 13) показали, что при залегании первого горизонта непосредственно под зоной аэрации оно менее года. А когда первый водоносный пласт залегает среди слабопроницаемых пермских глинистых отложений, время проникновения загрязняющих

веществ увеличивается до 1–5, в нижележащие горизонты — до 10–60 лет. Анализ геолого-гидрогеологических условий этого района позволяет отнести его к условно защищенным и защищенным от загрязнения.

Район 1Б отвечает площади развития терригенных пород пермского и раннетриасового возраста в восточной части Юрюзано-Сылвинской депрессии, в Бельской впадине и южной части Зилаирской синклинали (см. рис. 21). Мощность зоны пресных вод здесь изменяется от 50–100 до 300 м, иногда в верхнепермских мульдах — до 600 м. Водоносные горизонты имеют сложную гидравлическую связь между собой в условиях частого чередования водоупорных и водоносных пород. В зоне развития пресных вод развиты флишоидные толщи нижней перми, карбона и девона, представленные главным образом хорошо проницаемыми породами.

Водоносные горизонты, приуроченные к различным стратиграфическим подразделениям, обычно имеют единый уровень (тип III разреза). На отдельных участках отмечается небольшая разница в отметках уровней (1–5 м), что указывает на возможность вертикальных перетоков. Градиенты фильтрации составляют 0,06–0,5. Коэффициенты фильтрации глинистых пород со значительной трещиноватостью пород меняются в пределах $5 \cdot 10^{-2}$–$3 \cdot 10^{-4}$ м/сутки. Время проникновения загрязняющих веществ до уровня пресных подземных вод оценивается в 0,4–2 года и более. Учитывая то, что скорость движения подземных вод сравнительно небольшая (n – 10n м/год), этот район мы относим к условно защищенным.

Район IВ охватывает область развития осадочно-вулканогенных терригенных пород Магнитогорского синклинория. Мощность зоны пресных вод достигает 60–100 м иногда до 200–300 м. Водоносность пород определяется характером и степенью трещиноватости. В качестве водоупоров выступают плотные и массивные разновидности этих же пород. В бассейне нижнего течения р. Таналык (юрские и меловые отложения) часто пресные воды защищены солоноватыми сульфатно-хлоридными водами.

***Вторая категория районов*** (не защищенные) включает долины рек, а также Уфимское плато, западный склон Урала, западную часть Юрюзано-Сылвинского понижения, некоторые участки Камско-Бельской низменности, Бельской впадины, Бугульминско-Белебеевской возвышенности, Центрально-Уральского поднятия, а также область развития карбонатных пород Магнитогорского синклинория. Для них характерны следующие признаки: I) широкое развитие карстовых процессов, отсутствие или малая мощность глинистых покровных отложений; 2) быстрое проникновение загрязнителей в горизонты трещинно-карстовых вод (10n сутки) и высокие скорости их миграции (10n – 100n м/сут); 3) в долинах рек: а) наличие глинистых пород в зоне аэрации, б) короткое

время проникновения загрязняющих веществ в водоносный горизонт (10n – 100n сутки).

Район IIA соответствует долинам рек Камы, Белой, Демы, Ика, Урала и их притоков. Здесь выделяется выдержанный водоносный горизонт аллювиальных четвертичных отложений. Ширина его изменяется от 1–2 до 8–10 км. достигая в устьях Белой и Ика 30–50 км. Мощность водоносных песчано-гравийно-галечниковых отложений, залегающих в основаниях террас, колеблется от 3–5 до 20–30 м, иногда и более. Зеркало подземных вод горизонта в межень находится в 2–7 м от поверхности на первой и 5–15 м — на второй и третьей надпойменных террасах. Воды горизонта, как правило, имеют единую гидравлическую поверхность, наклоненную к реке (величина уклона 0,0005–0,03). Коэффициенты фильтрации песчано-гравийно-галечниковых отложений варьируют от 5–10 до 100–150 м/сут и более. Сверху они перекрыты глинистыми слабопроницаемыми ($K_Ф$ 0,01–1,2 м/сутки) осадками мощностью от 3–5 до 20–30 м. Большая часть глинистых отложений находится в зоне аэрации.

При характеристике этого района необходимо подчеркнуть, что и долины рек, с одной стороны, несут наибольшую техногенную нагрузку (здесь расположены все крупные города, промышленные предприятия, сельскохозяйственные объекты и пр.), а с другой — к ним приурочен наиболее высокопроизводительный водоносный горизонт, эксплуатирующийся многочисленными водозаборами. Большинству долин рек Предуралья, бассейна нижнего течения р. Таналык характерно увеличение минерализации (от 0,3 до 3 г/л иногда до 10) вниз по разрезу аллювия и к бортам долин за счет разгрузки солоноватых и соленых вод из подстилающих пермских, меловых и других пород. Последнее связано с тем, что долинам рек свойственно прямое соотношение уровней вод горизонтов в вертикальном разрезе. Пьезометрические уровни вод в пермских отложениях обычно превосходят уровень аллювиальных вод. С глубиной уровни повышаются, то есть создаются условия для восходящих перетоков из нижних горизонтов в верхние и в русла рек. Эта закономерность выдерживается не только в долинах рек первого порядка, но и в долинах рек второго и третьего порядков. Градиенты напора при фильтрации из пермских и неогеновых (кинельских) отложений в аллювий составляют минус 0,05–0,2, а в русла рек — до минус 0,4–1,5.

Гидрохимически восходящая разгрузка проявляется в аномальном составе вод — хлоридно-гидрокарбонатном в низовьях Белой, Быстрого Таныпа и сульфатном натриевом в долинах Демы, Чермасана, сульфатно-хлоридном в долине р. Таналык и др.

Наличие четвертичных глинистых отложений в долинах рек не гарантирует защищенности аллювиального водоносного горизонта и от проникновения загрязняющих веществ «сверху». Выполненные расчеты

показывают, что время проникновения их, в зависимости от мощности и фильтрационных свойств глинистых пород, исчисляется от нескольких десятков, реже сотен суток. Все изложенное выше свидетельствует о том, что этот район наименее защищен от загрязнений.

Район ПБ соответствует Уфимскому плато и западному склону Урала, сложенных мощной толщей сильно закарстованных карбонатных осадков нижней перми, карбона и девона, заключающих пресные воды гидрокарбонатного кальциевого состава.

На Уфимском плато они представлены переслаиванием водопроницаемых (до 90%) известняков, доломитов и относительно водоупорных (около 10%) мергелей, глинистых и кремнистых известняков нижней перми. Из-за сильной трещиноватости и закарстованности пород практически весь поверхностный сток переводится в подземный. Даже весной не все реки, за исключением крупных (Ай, Юрюзань и некоторые другие), имеют водоток.

Анализ гидрогеологических материалов свидетельствует о том, что в пределах Уфимского плато, включая и долины рек, наблюдается хорошо выраженное обратное соотношение уровней по вертикали. Разрыв уровней между отдельными водоносными горизонтами составляет 30–80 м, а градиенты нисходящей фильтрации — от 0,2–0,4 до 1,0–3,0. Относительно высокие градиенты межпластовой фильтрации связаны с хорошей проницаемостью карбонатных пород, большой мощностью обводненной их части и малой мощностью разделяющих слабопроницаемых слоев (1А вид гидродинамического разреза).

Схожие условия взаимосвязи водоносных горизонтов имеют карбонатные породы карбона и девона на западном склоне Урала.

Таким образом, широкое развитие карста, трещиноватости пород, при отсутствии или малой мощности покровных глинистых отложений, и особенности гидрогеодинамических условий обусловили незащищенность пресных подземных вод района. Расчеты времени проникновения загрязняющих веществ до уровня подземных вод показали, что она исчисляется от нескольких до ста суток.

Район IIВ выделен на граница Башкортостана с Челябинской областью в зоне развития карбонатных пород каменноугольного возраста в Магнитогорском синклинории. Условия формирования и защищенность пресных подземных вод аналогичны району IIБ.

Район IIГ расположен в пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Он охватывает площади распространения верхнепермских (татарских, казанских, местами уфимских) отложений, представленных чередованием известняков, мергелей, песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин. В пределах зоны дренирования эрозионной сетью мощностью до 200–250 м повсеместно распространены татарские и казанские образования, заключающие пресные воды. В слоистой,

фильтрационно-неоднородной толще пород выделяются до 5–6 водоносных слоев известняков и песчаников, разделенных глинами и алевролитами. В юго-западном направлении в разрезе увеличивается содержание карбонатов, достигая в верхнеказанском подъярусе 80–90% мощности. В этом, направлении происходит уменьшение мощности песчано-глинистых остатков и появление в разрезе гипсов мощностью до 15 м и более.

Карбонатные и сульфатные породы подвержены интенсивным карстовым процессам. Закарстованность отложений вместе с сильной их трещиноватостью формируют значительную водопроницаемость верхнепермских пород. Коэффициенты фильтрации песчаников изменяются от 0,5 до 5,0–7,0, иногда 10–15 м/сутки, известняков — от 3–5 до 30–50, достигая в интенсивно закарстованных породах 100 м/сут, а действительные скорости — 1,7–4,3 м/сутки.

Водоносные горизонты безнапорные (1А вид разреза), иногда наблюдается местный напор с величиной до 15–30 м (1Б вид). Отметки уровней с глубиной уменьшаются; величина градиента фильтрации в зависимости от соотношения мощности обводненной части верхних горизонтов (5–20 м) и разделяющих слабопроницаемых слоев (4–30 м) колеблется от 0,2–0,4 до 1,8–2,5, обычно 1,0–1,2.

Выполненные расчеты времени перетекания подземных вод из верхних в нижние водоносные слои (см. табл. 13) показали, что оно в северо-восточной части района исчисляется до 7–10 лет и более. В юго-западном направлении, в пределах распространения преимущественно карбонатных пород, для всей верхнепермской толщи зоны дренирования оно не превышает одного года. В целом эти расчеты подтверждаются многолетними натурными наблюдениями за процессом загрязнения на нефтяных месторождениях Шкаповской и Туймазинской групп.

Район IID отвечает площади развития карбонатно-сульфатных уфимских (соликамский горизонт) и сульфатных кунгурских (иреньский горизонт) пород на Прибельской равнине. В этом районе пресные воды развиты лишь спорадически. В основном подземные воды характеризуются повышенной (до 3 г/л) минерализацией и сульфатным кальциевым составом. Они, не имея большого хозяйственно-питьевого значения, представляют ценность как минеральные лечебно-столовые, а также могут использоваться в качестве оросительной воды [Абдрахманов, Попов, 1985].

Водоносность пород обусловлена их закарстованностью и трещиноватстью. Мощность трещинно-карстовой зоны составляет в среднем 50–100 м. Воды в основном безнапорные и только в придолинных зонах, где пермские трещиноватые и закарстованные породы экранированы глинистыми плиоценовыми и четвертичными отложениями, они обладают напорами. Здесь отмечены мощные восходящие источники

с дебитом до 100–150 л/с более. Характерны большие скорости движения подземных вод; коэффициенты фильтрации пород достигают 100 м/сут, а действительные скорости — 1–3 км/год и более. Столь высокие скорости способствуют интенсивной миграции загрязняющих веществ в подземной гидросфере.

Район IIE выделен в западной части Юрюзано-Айского понижения (см. рис. 21.) Поверхность его выровненная и слаборасчлененная. Сложен район карбонатно-терригенными осадками кунгура. Основная часть (до 60–70%) их представлена водопроницаемыми породами — известняками, загипсованными песчаниками. Мощность зоны пресных вод (участками слабосолоноватых — 1–2 г/л) составляет 100–150 м. Первый от поверхности водоносный горизонт обычно безнапорный, а нижележащие — обладают напором величиной от 5–10 до 50–60 м. Уровни с глубиной снижаются (1Б вид разреза); градиент фильтрации на водоразделе Ай – Юрюзань — до 0,5. Время перетекания подземных вод из верхних в нижние водоносные горизонты обычно менее года (см. табл. 13).

Район IIЖ характеризует область развития трещинно-жильных вод Центрально-Уральского поднятия, сложенную в различной степени метаморфизованными (кварциты, сланцы и др.) сильно литифицированными и дислоцированными породами позднего протерозоя и раннего палеозоя.

Подземные воды зоны экзогенной трещиноватости (до 80–100 м) пресные гидрокарбонатные натриевые, кальциево-натриевые. Ресурсы подземных вод определяются исключительно количеством атмосферных осадков.

# Глава 3.
# ОТХОДЫ ПРОИЗВОДСТВА И ТИПИЗАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ ТЕХНОГЕННОГО ВЛИЯНИЯ НА ПОДЗЕМНУЮ ГИДРОСФЕРУ

Наиболее интенсивные изменения в подземной гидросфере Башкортостана происходят, главным образом, в районах деятельности нефтедобывающих, нефтехимических, химических и горнодобывающих предприятий, сельскохозяйственного производства с крупными животноводческими комплексами и химизацией земель, в пределах городских агломераций. Все это ведет к прогрессирующему истощению ресурсов и загрязнению подземных вод (как пресных, так и минеральных), большим затруднениям в обеспечении населения качественной питьевой водой, ухудшению геоэкологической обстановки в регионе в целом.

## 3.1. Современное состояние образования и размещения отходов в Республике Башкортостан

Рост промышленного производства в Башкортостане происходит без учета экологической емкости, как республики в целом, так и ее отдельных регионов. Положение усугубляется несовершенством применяемых технологий, не позволяющим полностью использовать минерально-сырьевые ресурсы, в результате чего объем произведенной продукции составляет несколько процентов от используемого сырья. Это приводит к нерациональному использованию природных ресурсов и накоплению огромных объемов промышленных и бытовых отходов (рис. 22). В настоящее время на территории республики в отвалах, на свалках и в хранилищах находится около 2 млрд. тонн промышленных и бытовых отходов. Они занимают более 4,5 тыс. га земель [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997].

Отходы, как правило, складируются на территориях предприятий или бесконтрольно вывозятся на свалки или захороняются в случайных местах. Отсутствие предприятий по переработке и утилизации отходов,

правильно организованных полигонов по обезвреживанию и захоронению значительно усугубляет экологическую обстановку в республике, резко снижает оздоровительный эффект очистных сооружений сточных вод и дымовых газов, на создание которых расходуются большие средства. В результате изменяется не только экологическая обстановка в целом, но и значительно ухудшается санитарное состояние населенных мест.

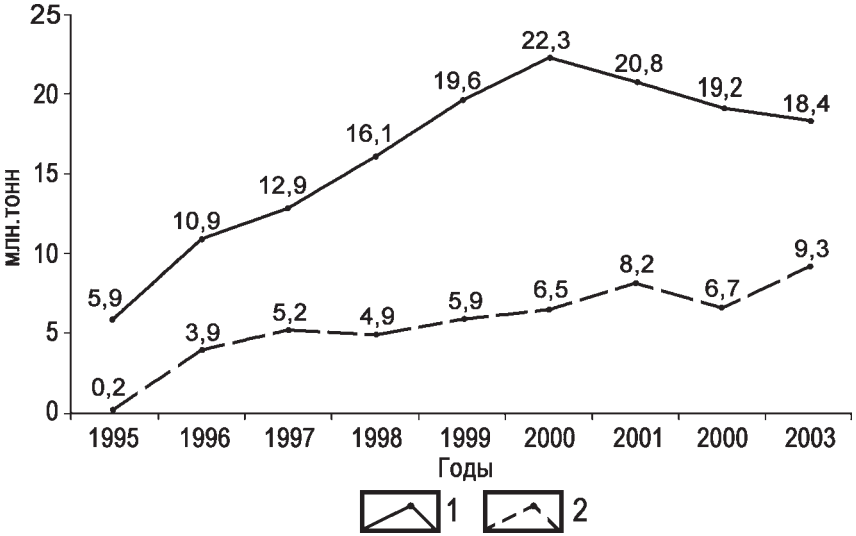



**Рис. 22. Динамика образования и утилизации отходов производства в Башкортостане [Гос. доклад..., 2004]**

1 — объем образованных отходов (млн. тонн); 2 — объем утилизированных отходов (млн. тонн)

Особую опасность представляют токсичные отходы, объем которых возрастает из года в год. Согласно СанПиН 2.1.4. 1074–01 (Питьевая вода и водоснабжение населенных мест. Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы) по классу опасности выделяются отходы: 1 класс — чрезвычайно опасные; 2 класс — высокоопасные; 3 класс — опасные; 4 класс — умеренно опасные. Даже в условиях спада промышленного производства на территории республики в 2003 году образовалось свыше 6,4 млн. тонн токсичных отходов 1–4 класса опасности (1 класса опасности — 0,154 млн. т, 2 класса — 0,053 млн. т, 3 класса — 0,361 млн. т, 4 класса — 5,744 млн. т, 5 класса — 12,027 млн. т). Серьезную тревогу вызывает накопление в республике чрезвычайно опасных токсичных отходов, отнесенных к 1 классу токсичности. Это отходы гальванических производств, ртутьсодержащие отходы, свинец,

отходы, содержащие хлорорганические соединения (фенолы, диоксины, бенз(а)пирен), и другие токсичные соединения. По данным Х.Н. Зайнуллина, Р.Ф. Абдрахманова и Н.А. Савичева [1997] из накопленных 119,7 тыс. т отходов 1 класса токсичности утилизировано лишь 0,02 тыс. т.

Нефтедобывающий комплекс является крупнейшим источником воздействия на природную среду. В республике добыто свыше 1,5 млрд. тонн нефти. В настоящее время добыча нефти постепенно снижается от 21,2 (1992 г.) — 12,2 (1999 г.) — до 11,2 (2003 г.) млн. тонн. Добыча нефти и газа (01.01.2003 г.) производится на 156 месторождениях (137 нефтяных, 14 газонефтяных, 3 нефтегазовых, 2 газовых) практически на всей территории Западного Башкортостана (рис. 23). Месторождения сильно обводненные (до 95–98%), и добыча нефти сопровождается извлечением большого объема рассолов (до 200–600 млн. $м^3$/год). Добыча нефти производится поддержанием пластового давления. Для поддержания давления в пласты закачиваются, кроме попутных рассолов, пресная вода и различные стоки. В результате нефтедобыча вызвала в пластах интенсификацию процессов взаимодействия в системе вода–порода–газ–органическое вещество, смешение различных геохимических и генетических типов подземных вод, изменение окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных свойств среды и пр. Характерной особенностью техногенеза служит весьма высокая скорость протекания процессов; литолого-геохимические последствия их часто носят необратимый характер, происходят изменения термодинамических и гидрогеохимических режимов в пластах.

При добыче и переработке нефти образуется большое количество нефтешлама. Объем образования шламов за год (2003 г.) по АНК «Башнефть» составляет 51,3 тыс. тонн. На предприятиях ОАО «Уфанефтехим» в год (2003 г.) образуется до 62 тыс. тонн нефтесодержащих отходов. По нефтеперерабатывающим заводам объем отходов колеблется от 10,2 (ОАО «УНПЗ») до 27,5 тыс. тонн в год (ОАО «НУНПЗ»). Объем накопленных нефтесодержащих отходов по ОАО «Салаватнефтеоргсинтез» — 1,1 млн. тонн. В целом на долю предприятий химического

---

**Условные обозначения к рис. 23**

**1 — нефтяные месторождения:** 1 — Воядинское, 2 — Татышлинское, 3 — Метелинское, 4 — Югомашевское, 5 — Четырманское, 6 — Игровское, 7 — Орьебашское, 8 — Арланское, 9 — Кузбаевское, 10 — Бураевское, 11 — Саузбашевское, 12 — Менеузовское, 13 — Кушкульское, 14 — Манчаровское, 15 — Баймурзинское, 16 — Сергеевское, 17 — Туймазинское, 18 — Серафимовское, 19 — Давлекановское, 20 — Уршакское, 21 — Раевское, 22 — Знаменское, 23 — Шкаповское, 24 — Сатаевское, 25 — Демское, 26 — Ишимбайское, 27 — Введеновское, 28 — Старо-Казанковское, 29 — Саратовское, 30 — Исимовское, 31 — Беркутовское; **2 — месторождения цветных и благородных металлов:** 37 — Улуирское, 41 — Верхнеаршинское, 42 — Муртыкты, 43 — Учалинское, 44 — Новоучалинское, 46 — Западно-Озерное,

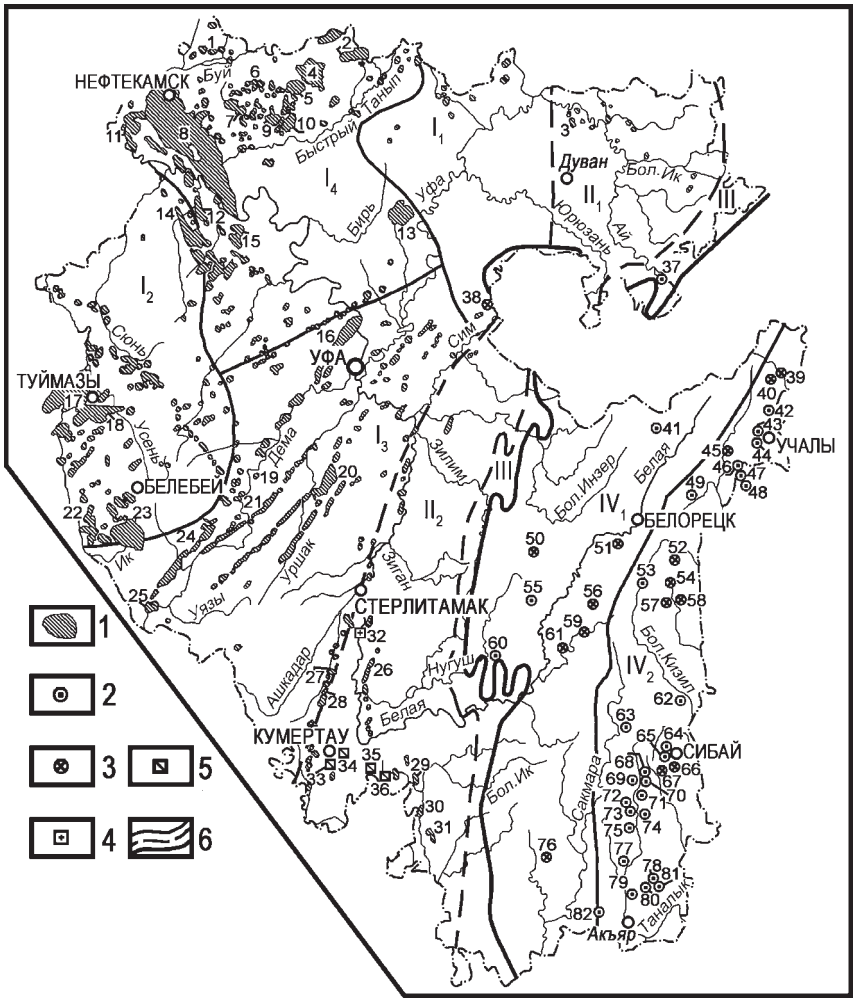



**Рис. 23. Карта месторождений полезных ископаемых [Геолого-экономическая…, 2002]**

47 — Узельгинское, 48 — Молодежное, 49 — Миндякское, 53 — Салаватское, 55 — Горный Прииск, 60 — Кужинское, 62 — Бакр-Узяк, 63 — Тубинское, 64 — Камаганское, 65 — Сибайское, 68 — Графское, 69 — Куль-Юрт-Тау, 70 — Таналык-Баймакское; 71 — Семеновское, 72 — Бакр-Тау, 73 — Таш-Тау, 74 — Балта-Тау, 75 — Майское, 77 — Юбилейное, 78 — Подольское, 79 — Бурибайское, 80 — Октябрьское, 81 — Маканское, 82 — Ивановское; **3 — месторождения черных металлов:** 38 — Улу-Телякское, 39 — Кожаевское, 40 — Красовское, 45 — Уразовское, 50 — Туканское, 51 — Шигаевское, 52 — Ниязгуловское, 54 — Кусимовское, 56 — Хамитовское, 57 — Кутырды, 58 — Ялимбетовское, 59 — Большой Башарт, 61 — Имени Менжинского, 66 — Янзигитовское, 67 — Файзуллинское, 76 — Зилаирское; **4 — месторождения соли:** 32 — Ярбишкадакское; **5 — месторождения угля:** 33 — Маячное, 34 — Бабаевское, 35 — Кривленское, 36 — Южно-Куюргазинское; **6 — границы** между гидрогеологическими структурами (см. рис. 8)

и нефтехимического комплексов республики приходится 1,949 млн. тонн (10% от республиканского объема) отходов [Гос. доклад..., 2004].

Значительные объемы отходов образуются ЗАО «Каустик» (0,179 млн. тонн в год), ОАО «Башкирэнерго» (0,071 млн. т/год), ОАО «Белорецкий металлургический комбинат» (0,321 млн. т/год, а общий объем металлургического шлака — 4,774 млн. т). Серьезную проблему представляет полигон «Цветаевский», где накоплены токсичные отходы ЗАО «Каустик» и других предприятий г. Стерлитамака в объеме 107,5 тыс. т.

Одним из крупных источников загрязнения природной среды (воздуха, поверхностных и подземных вод) являются твердые бытовые отходы (ТБО), объем образования которых колеблется от 4,1 млн. $м^3$ в 1996 году до 1,1 млн. $м^3$ в 2003 г. [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997; Гос. доклад..., 2004]. Только на Уфимской городской свалке накоплено до 10 млн. $м^3$ ТБО. В настоящее время в республике работают около 15 полигонов ТБО. В основном они построены в районных центрах республики (сс. Бижбуляк, Мраково, Янаул и др.).

Крупными производителями крупнотоннажных отходов являются предприятия перерабатывающего комплекса. Одним из лидеров среди «производителей» крупнотоннажных токсичных отходов является АООТ «Минудобрения» (рис. 24). В его отвалах размещено более 10,2 млн. тонн фосфогипса и более 2,7 млн. тонн пиритного огарка, которые оказывают негативное воздействие на состояние окружающей природной среды (в том числе на поверхностные и подземные воды). В подземных водах обнаружено превышение фона по хлоридам в 12 раз (179 мг/л), фосфатам — в 64 раза, нитратам — в 22 раза, сульфатам — в 53 раза, меди — в 6,5 раза (0,026 мг/л) и другим компонентам. В 30 километрах ниже этого предприятия расположен один из крупных водозаборов республики (Зирганский), обеспечивающий водой города Салават, Стерлитамак, Ишимбай.

Другим «производителем» крупнотоннажных отходов является АО «Сода», в результате производственной деятельности которого накоплено более 16 млн. тонн осадка дистиллерной жидкости. «Белые моря», где происходит накопление этих отходов, занимают 411 га территории и имеют рабочий объем около 30 млн. $м^3$.

Наибольший объем отходов образуют предприятия горнодобывающей и горноперерабатывающей промышленности Башкортостана. Ежегодный объем образования отходов составляет 11,1 млн. т. (58% от общего объема образованных отходов республики), из них 44% приходится на вскрышные работы, 43% — на долю хвостов обогащения. Объем только вскрышных работ составляет (01.01.2003 г.) свыше 1 млрд. т [Гос. доклад..., 2004].

Наиболее крупный вклад в образование отходов вносят ОАО «БМСК» (4,63 млн. т в год), ОАО «УГОК» (4,7 млн. т), Хайбуллинская горная

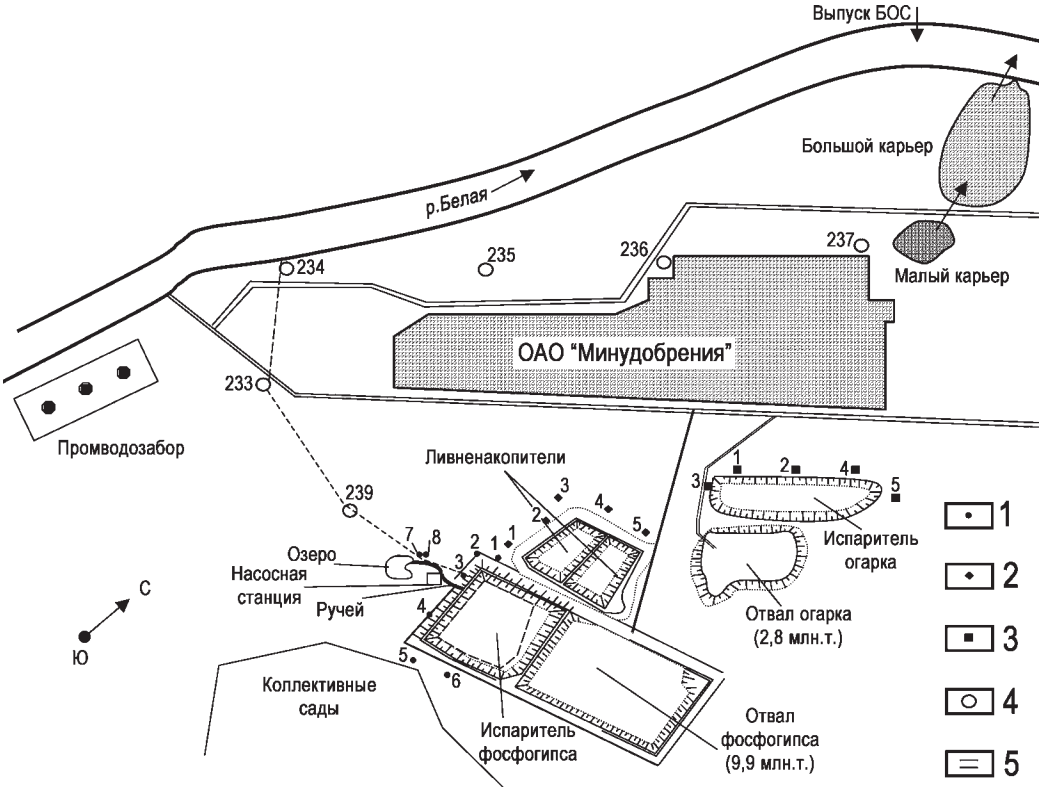



**Рис. 24.**
**Схема расположения отвалов ОАО «Минудобрения» [Минигазимов, 2002]**

1–3 — наблюдательные скважины ниже по потоку от: 1 — испарителя фосфогипса, 2 — ливненакопителя, 3 — испарителя огарка; 4 — наблюдательные скважины в долине р. Белая, 5 — дороги

компания (1,25 млн. т). В отвалах других предприятий накопилось вскрышных пород и отходов производства (млн. т): АО «Башкируголь» — 320, Туканского РУ — 185,4, Миндякского РУ — 11,7, Семеновской ЗИФ — 15,0 и т.д.

В составе хвостов, относящихся к отходам I, II, III и IV класса токсичности, в значительном количестве содержатся медь, цинк, ртуть, железо и другие тяжелые металлы, в том числе и благородные. Содержание сульфидной серы в хвостах достигает 35%. Эти отходы производства горнодобывающих предприятий являются основными загрязнителями поверхностных и подземных вод Башкирского Зауралья.

В отвалах ПО «Башкируголь» складировано около 4 млн. тонн отходов брикетного производства, представляющих собой угольные шламы и брикетную крошку. Сбор, транспортировка и складирование в отвалах и отстойниках этих отходов сопряжены с большими эксплуатационными расходами и капитальными затратами, а также занятием сельскохозяйственных земель; при хранении этих отходов происходит систематическое загрязнение воздушного бассейна пылью и токсичными соединениями (сернистая кислота, углекислый газ, бенз(а)пирен и др.), а также загрязнение грунтовых вод рядом токсичных соединений.

В настоящее время степень использования углеотходов не превышает 15%. Разработан и проверен ряд технологий по использованию этих отходов в качестве нового типа топливоминерального сырья в различных отраслях народного хозяйства (производство кирпича, пористых заполнителей, цемента, огнеупорных материалов, удобрений и т.д.), однако они не нашли применения в республике [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997].

В процессах металлообработки при всех видах шлифовальной и абразивной, электроискровой, анодомеханической, электрохимической обработки, травления деталей образуются шламы и пыли, имеющие, как правило, II и III класс токсичности. Типовой состав таких отходов: 5–30% абразива, 50–80% мелкодисперсных металлических частиц, 15–20% смазочно-охлаждающих жидкостей (СОЖ). В их составе присутствуют хром, вольфрам, никель, ПАВы, нефтепродукты и т.д. Ежегодный объем образования пылей и шламов составляет около 200 тыс. тонн, они практически не перерабатываются и не учитываются, а вывозятся вместе с мусором на свалки.

Поверхностно-активные вещества и нефтепродукты являются одними из самых распространенных загрязнителей природы. Годовой объем этих отходов только на 35 машиностроительных предприятиях г. Уфы составляет более 11000 м$^3$ в год отработанных СОЖ, 10000 м$^3$ в год обводненных нефтепродуктов, 600 м$^3$ в год отработанных ПАВ и моющих растворов.

Повсеместно в республике не решена проблема переработки осадков сточных вод населенных мест и промышленных предприятий. Особо токсичными являются осадки биологических очистных сооружений канализации предприятий, куда сбрасываются промышленные сточные воды. Так, в иловых картах ОАО «Уфанефтехим» за годы его деятельности накопилось около 260 тыс. тонн диоксинсодержащих илов, на Стерлитамакском ОАО «Каустик» — 146 тыс. тонн таких же осадков и на АО «Салаватнефтеоргсинтез» — 260 тыс. тонн илов, содержащих бенз(а)пирен и другие токсиканты [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997].

Особое место занимают осадки биологических очистных сооружений (БОС), городской канализации, куда сбрасывают свои стоки машиностроительные и другие предприятия.

В ходе эксплуатации гальванических производств металлообрабатывающих предприятий образуется два вида отходов: промышленные сточные воды и отработанные гальванические растворы, в которых содержатся токсичные примеси тяжелых металлов (хром, никель, цинк, кадмий), цианистые соединения, фенолы и т.д. Регенерация гальванических растворов для повторного использования сложная, дорогостоящая и не всегда осуществимая мера. Поэтому в большинстве случаев их направляют на очистные сооружения для обезвреживания.

Ежегодно в республике образуется более 520 тыс. $м^3$ учтенных древесных отходов. В настоящее время ресурсы древесного сырья используются нерационально и малоэффективно, практически нет утилизации, особенно низкокачественной и тонкомерной древесины и лесосечных отходов. Крайне низки цены утилизации отходов лесопиления и деревообработки. Основной причиной недостаточного использования низкотоварной древесины и древесных отходов является несовершенство и недостаточное количество выпускаемого оборудования для их сбора и переработки, а также отсутствие экологической заинтересованности предприятий.

Отходы животноводства являются опасными загрязнителями окружающей природной среды, создающими напряженную санитарно-гигиеническую обстановку и могущими отрицательно влиять на здоровье населения. Ежегодно в республике образуется более 25 млн. тонн этих отходов, которые при полном использовании в качестве органических удобрений позволили бы внести на каждый гектар посевной площади более 6 тонн органики. Животноводческие отходы, особенно жидкие, во время ливневых дождей и весеннего паводка смываются в водоемы, приводя к гибели водной флоры и фауны. Учитывая непрерывность образования отходов животноводства и процессов загрязнения ими водных объектов, а также возможность их использования в биотехнологиях в качестве сырья, было бы целесообразно

перерабатывать и использовать их для получения ценных удобрений, кормовых добавок для нужд животноводства, а также различных веществ для фармакологической промышленности и медицины.

Кроме того, расчеты показывают, что из отходов животноводства можно получить в год около 745 млн. м$^3$ биогаза — метана, а при переработке соломы возможно получение еще 1172 млн. м$^3$ биогаза (табл. 14).

**Таблица 14**

Баланс основных источников энергии по сельскому хозяйству Республики Башкортостан [Абдрахманов, 2005]

| Источник энергии | Потребленное количество за год | | Удельный вес в энергобалансе, % |
|---|---|---|---|
| | в натуральных величинах | в тыс. тонн условного топлива | |
| Электроэнергия | 1557 млн. кВтч | 502911 | 33 |
| Природный газ | 900 млн. м$^3$ | 1028571 | 67 |
| Итого | | 1531482 | 100 |
| Биогаз | 1917,1 млн. м$^3$ | 1369357 | 89 |

Из отходов сельскохозяйственного производства Республики Башкортостан, таким образом, можно получить в год около 1917,1 млн. м$^3$ биогаза [Абдрахманов Р.Р., 2005]. В то же время в сельском хозяйстве республики ежегодно потребляется в среднем около 1557 млн. кВтч электроэнергии, около 900 млн. м$^3$ природного газа. Для оценки возможности замещения потребления ископаемого органического топлива образующимся биогазом сопоставим в эквивалентных величинах (тоннах условного топлива) количество биогаза с общим количеством энергии, потребляемым в сельском хозяйстве. Примем во внимание, что 1 м$^3$ биогаза эквивалентен 6,8 кВтч электроэнергии.

Как показывает анализ таблицы 14, за счет использования биогаза, образующегося в результате сельскохозяйственного производства, можно покрыть до 90% потребления ископаемых органических энергетических ресурсов республики в сельском хозяйстве.

Водные ресурсы Башкортостана обновляются и пополняются атмосферными осадками. Годовой объем их для территории республики составляет около 90,5 км$^3$ [Балков, 1978]. Процесс круговорота в количественном выражении характеризуется водным балансом, уравнение которого для речного бассейна за многолетний период имеет вид:

$$X = Y + Z \pm W,$$

где X — осадки (мм); Y — речной сток (мм); Z — испарение за вычетом конденсации; W — среднемноголетнее питание глубоких водоносных

горизонтов за счет осадков или поступление подземных вод из глубоких горизонтов на поверхность (мм).

Расчеты показывают, что испарение составляет 65 км$^3$ (72%), речной паводковый сток — 17,5 км$^3$ (19%) и подземный сток — 8 км$^3$ (9%). Таким образом средние ежегодно возобновляемые суммарные запасы воды, формирующиеся на территории Башкортостана составляют 25,5 км$^3$. С учетом вод, поступающих из соседних регионов, объем достигает 35,0 км$^3$. На одного человека в республике приходится 8750 м$^3$ воды в год (25 м$^3$ в сутки).

Объем прогнозных ресурсов подземных вод с минерализацией менее 1 г/л по состоянию на 01.01.2004 г. составляет 16450 тыс. м$^3$/сутки, а утвержденных ресурсов — 2569,18 тыс. м$^3$/сутки [Гос. доклад..., 2004].

Добыча подземных вод за 2003 г. составила 428,2 млн. м$^3$ (1173 м$^3$/сут). Из них 19,5 млн. м$^3$ приходится на шахтный и карьерный водоотливы. Из поверхностных источников отбирается 448,4 млн. м$^3$/год воды. Объем использования водных ресурсов (1700 водопотребителей) за последние годы снижается (табл. 15).

**Таблица 15**

Динамика использования водных ресурсов Республики Башкортостан за 1996–2003 годы, млн. м$^3$ [Гос. доклад..., 2004]

| Наименование показателей | Годы | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 | 2001 | 2002 | 2003 |
| Забрано пресной воды всего | 1084 | 1016 | 987 | 964 | 947 | 927,16 | 898,3 | 876,6 |
| Использовано, в т.ч. | 1050 | 987 | 922 | 904 | 880 | 863,45 | 841,5 | 822,8 |
| На промнужды | 540 | 504 | 443 | 449 | 447 | 444,75 | 438,4 | 420,6 |
| На хозпитьевые нужды | 335 | 327 | 360 | 318 | 343 | 327,37 | 318,8 | 307,6 |
| На орошение | 31 | 26 | 25 | 18 | 10 | 11,1 | 12,7 | 12,8 |
| На с/х водоснабжение | 123 | 110 | 68,5 | 89 | 48 | 40,5 | 33,3 | 29,4 |
| Объем оборотного водоснабжения | 6322 | 5990 | 5330 | 5424 | 5611 | 5442,2 | 4940,9 | 4896,1 |

Наибольшее количество воды забирается из бассейна р. Кама (839,7 млн. м$^3$ в 2003 г.), из бассейна р. Урал — 34 млн. м$^3$, р. Обь — 2,9 млн. м$^3$. Наиболее крупными потребителями воды являются города Уфа, Стерлитамак, Салават, Белорецк и др. (рис. 25).

Объемы сточных вод, сбрасываемых в поверхностные водные объекты (293 выпуска), по годам приведены в табл. 16. Общий объем сточных вод, сброшенных в 2003 году в окружающую природную среду через 600 выпусков, включая шахтно-рудничные, коллекторно-дренажные и прочие, составил 592,3 млн. м$^3$.

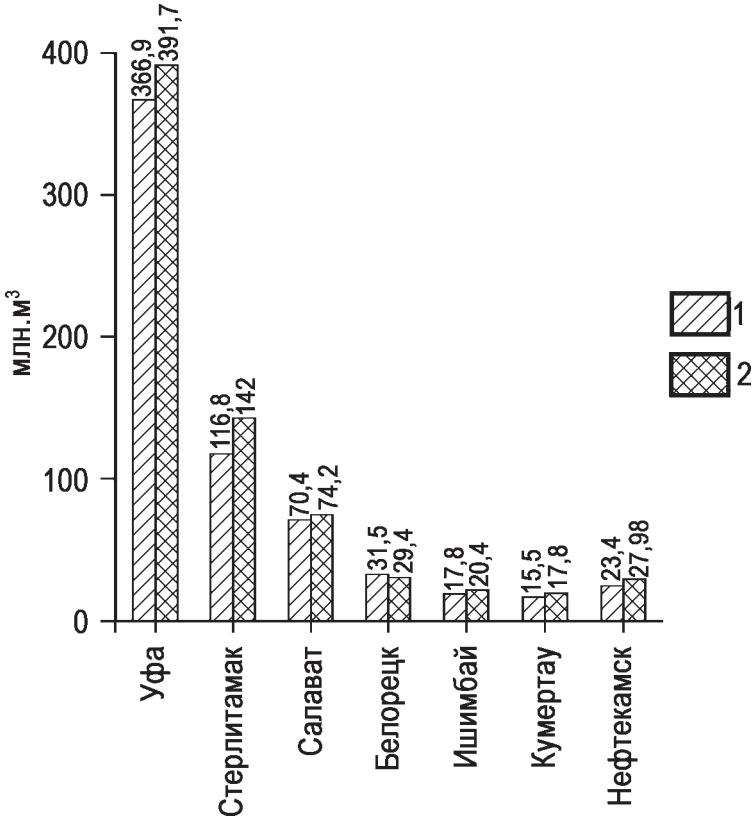



**Рис. 25. Лимиты (1) и фактические заборы (2) воды в основных промышленных городах Республики Башкортостан в 2002 году [Гос. доклад…, 2004]**

**Таблица 16**

Динамика водоотведения в поверхностные водные объекты Республики Башкортостан за 1997–2003 годы, млн. м$^3$ [Гос. доклад…, 2004]

| Наименование показателей | Годы | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 | 2001 | 2002 | 2003 |
| Водоотведение всего | 620,0 | 617,0 | 611,0 | 600,3 | 596,3 | 597,7 | 568,8 |
| Из них: | | | | | | | |
| Нормативно чистые (без очистки) | 131,0 | 135,0 | 158,2 | 152,3 | 147,5 | 161,2 | 154,6 |
| Нормативно очищенные | 0,0 | 1,0 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,99 | 0,97 |
| Загрязненные | 489,0 | 481,5 | 452,8 | 447,9 | 448,7 | 435,5 | 413,8 |
| В т.ч. без очистки | 78,0 | 79,8 | 44,8 | 53,4 | 41,1 | 33,5 | 28,0 |
| Недостаточно очищенных | 411,0 | 401,7 | 408,0 | 394,5 | 407,6 | 402,0 | 385,2 |

Наибольшую нагрузку на водные объекты оказывают гг. Уфа, Стерлитамак, Салават. Объем забранной свежей воды в г. Уфе в 2003 г. составил 354,3 млн. м$^3$ (40,1% от объема по республике), а сброшенной — 301,95 млн. м$^3$ (53,1% от объема по республике). По г. Стерлитамаку соответственно забрано — 116,19 млн. м$^3$ (13,3%), по г. Салавату — 67,84 млн. м$^3$ (7,7%), сброшено по г. Стерлитамаку 96,73 млн. м$^3$ (17,0%), по г. Салавату — 40,46 млн. м$^3$ (7,1%).

При этом масса сброшенных загрязняющих веществ по г. Уфе составляет 92,1 тыс. тонн (9,5% от массы по РБ), по г. Стерлитамаку — 814,12 тыс. т (84,3%), а по г. Салавату — 11,32 тыс. т (1,2%).

Данные по видам загрязняющих веществ, сбрасываемых со сточными водами в окружающую среду приведены в табл. 17.

## 3.2. Типизация источников техногенного влияния на подземную гидросферу

Для оценки и прогноза качественного состояния подземных вод необходимо выявление и изучение основных источников загрязнения. Под загрязнением подземных вод понимается такое изменение их свойств (химических, физических и биологических) по сравнению с фоновым состоянием, которое делает эту воду полностью или частично непригодной для использования по хозяйственному назначению. Показатели загрязнения подземных вод подразделяются на общие и специфические. К общим относятся минерализация, общая жесткость, температура, величина pH, содержание хлоридов, сульфатов, нитратов, фтора, железа, марганца, меди, цинка, свинца, нефтепродуктов и др., а к специфическим — концентрация пестицидов, ПАВ, фенола, бенз(а)пирена, диоксинов и других органических веществ.

В пределах любого источника образуются зоны воздействия на геологическую среду (и подземные воды), которые на местности проявляются в виде геохимических аномалий разного масштаба. В зависимости от масштаба их проявления выделяются [Абдрахманов, 1993]: а) зона влияния отдельного источника, б) зона влияния нескольких сближенных источников (очаг загрязнения), в) региональный узел загрязнения (группа очагов загрязнения) в пределах крупной агломерации и г) регионально загрязненная территория, объединяющая все техногенные потоки производственного района (нефтедобывающего, горнопромышленного, урбанизированного, сельскохозяйственного и других).

При оценке воздействия антропогенных процессов на геологическую среду необходима инвентаризация источников техногенного воздействия и их классификация. В настоящее время существует ряд классификаций источников воздействия на геологическую среду

**Таблица 17**

Сброс основных загрязняющих веществ со сточными водами по Республике Башкортостан (во все приемники) в 2002–2003 гг. [Гос. доклад…, 2004]

| Наименование ингредиентов | Масса, тонн | | Класс опасности |
|---|---|---|---|
| | 2002 г. | 2003 г. | |
| Хлориды | 763557,1 | 745510,2 | 4 |
| Сульфаты | 100345,2 | 94819,6 | 4 |
| Взвешенные вещества | 14322,5 | 13464,9 | – |
| Нитраты | 13048,3 | 12634,1 | 3 |
| Магний | 6116,1 | 2797,1 | – |
| Азот аммонийный | 2726,4 | 1715,0 | 2 |
| Фосфор | 642,0 | 652,7 | 3 |
| Нитриты | 351,5 | 267,1 | 2 |
| Железо | 258,2 | 223,7 | 3 |
| Нефтепродукты | 179,6 | 124,3 | – |
| Цинк | 22,7 | 27,9 | 3 |
| СПАВ | 73,3 | 56,1 | 3 |
| Марганец | 21,3 | 19,8 | 3 |
| Хром ($Cr^{3+}$, $Cr^{6+}$) | 6,5 | 6,4 | 3 |
| Алюминий | 8,8 | 6,6 | 2 |
| Медь | 5,7 | 3,7 | 3 |
| Никель | 1,7 | 1,6 | 3 |
| Фенолы | 1,9 | 1,8 | 4 |
| Свинец | 1,0 | 1,0 | 2 |
| Кадмий | 1,0 | 1,0 | 2 |
| Ванадий | 0,32 | 1,53 | 3 |
| Кобальт | 0,27 | 0,28 | 2 |
| Молибден | 0,02 | 0,04 | 2 |
| Ртуть | 0,02 | 0,01 | 1 |
| Хлорорганика, всего | 4,89 | 4,11 | |
| В том числе: | | | |
| Тетрахлорэтилен (перхлорэти- | 0,70 | 0,81 | 2 |
| Четыреххлористый углерод | 0,62 | 0,57 | 2 |
| 1,2,3-трихлорпропан | 0,83 | 0,30 | 2 |
| 1,2-дихлорпропан | 0,94 | 0,84 | 2 |
| Хлороформ (трихлорметан) | 0,96 | 1,05 | 2 |

[Бахирева и др., 1989; Гольдберг, 1987; Питьева, 1984; Тютюнова, 1987 и др.], составленных с учетом видов хозяйственной деятельности, характера и состава загрязнителей, интенсивности и времени действия, размеров и форм загрязняющего эффекта и прочих факторов.

С учетом вышеотмеченных факторов нами выполнена типизация источников техногенного влияния на подземную гидросферу Башкортостана [Абдрахманов, 1993].

Выделены 8 типов источников воздействия на подземную гидросферу, которые характеризуются определенным набором типоморфных токсичных химических элементов и соединений (табл. 18).

***Тип I — сельские населенные пункты с агропромышленным хозяйством*** — является самым длительным источником воздействия на геологическую среду. Он возник с началом строительства населенных пунктов и освоением земель для сельского хозяйства. Масштабы его резко возросли за последние 30–50 лет в связи с интенсификацией сельскохозяйственного производства (применение удобрений, ядохимикатов и пестицидов, создание крупных животноводческих комплексов, концентрация техники в машинно-тракторных парках и пр.), широким применением в населенных пунктах моющих средств (мыло, СМС и др.), использованием химических средств защиты растений и пр.

В этом типе выделяются четыре подтипа загрязняющих веществ, отличающихся длительностью и масштабностью воздействия на подземную гидросферу, набором химических компонентов, воздействующих на нее.

*Подтип IA* — населенные пункты с приусадебными участками. Длительность воздействия этого подтипа определяется временем существования населенных пунктов и прекращается после их ликвидации. Появление в населенных пунктах водопровода (усилившего использование воды для хозяйственных нужд), применение мыла, СМС и других химических компонентов (химикатов для борьбы с болезнями растений и насекомых) при отсутствии канализации и очистных сооружений создает очаги загрязнения. Наиболее загрязнены подземные воды при близком их залегании к поверхности соединениями азота (содержание нитрат-иона в колодцах колеблется от 5–15 до 450–600 мг/л), патогенными микроорганизмами (число бактерий в 1 мл часто от 10 до 25, иногда до 50–70) нефтепродуктами и пр.

*Известно, что при постоянном употреблении воды с повышенным содержанием нитратов (свыше 150 мг/л) нарушается обмен веществ, усиливается мутагенез, вызывающий тяжелую болезнь — токсический цианоз (метгемоглобинемия). Особенно страдают от этой болезни дети.*

На территориях машинно-тракторных парков породы зоны аэрации интенсивно загрязняются нефтепродуктами: маслами (до 1180–1276 мг/кг породы); бензином (до 0,4 мг/кг), бензолом (0,1–0,3 мг/кг),

**Таблица 18**

Типизация источников техногенного воздействия на подземные воды Республики Башкортостан

| Тип | Подтип | Сфера, подвергающаяся техногенезу | Показатели загрязнения (общие и специфические) | Длительность воздействия источника, лет | Масштабы воздействия на подземную гидросферу, км$^2$ | Прогнозное время нахождения загрязн. в-в в подземной гидросфере, лет |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 1. Сельские населенные пункты с агропромышленным хозяйством | 1А. Сельские населенные пункты с приусадебными участками | Зоны аэрации и активного водообмена, преимущественно грунтовые воды | Соединения азота, различные органические вещества (нефтепродукты, мыло, СМС и пр.), патогенные микроорганизмы | 10×n–100×n | $n^{-1}$–10×n | $n^{-1}$–n |
| | 1Б. Посевные площади с применением удобрений, пестицидов и ядохимикатов | То же | Соединения азота, фосфора, калия, пестициды, тяжелые металлы (Cd, Pb) | 0,1–0,5×n | 10×n–1000×n | $n^{-1}$–3×n |
| | 1В. Мелиорируемые земли (массивы орошения) | То же | То же | 0,2–0,4×n–n | N–100×n | $n^{-1}$–3×n |
| | 1Г. Животноводческие комплексы, фермы с прудами накопителями и орошаемыми сточными водами участками | То же | Соединения азота и биогенные вещества, микроэлементы (Mn, Cu, Mo, Zn, Ni, Al), патогенные микроорганизмы | $n^{-1}$–n | n–10×n | $n^{-1}$–3×n |

**Продолжение таблицы 18**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| II. Городские агломерации с промышленным производством | IIА. Жилые территории | Зоны аэрации и активного водообмена | Соединения N, C, S, нефтепродукты и др. органические в-ва (СМС, мыло и пр.), тяжелые металлы (Pb, Sn и др.), патогенные микроорганизмы | n–10×n | N–100×n | $n^{-1}$–10×n |
| | IIБ. Территория промышленных предприятий | То же | Технологические продукты, стоки обогащенные нефтепродуктами и др. органическими веществами (фенолы, диоксины, ПАВ и прочие хлорорганические соединения и хлорированные углеводороды) и тяжелыми металлами (Zn, Cu, Ni, Cr, F, Cd, Mn, Sn, Hg, Mo, Pb, V и др.), рассолы ($CaCl_2$, NaCl) | n–10×n | $n^{-1}$–10×n | n–100×n |
| | IIВ. Участки утилизации сточных вод и твердых отходов (пруды-отстойники, хвостохранилища, очистные сооружения, свалки и пр.) | То же | Органические соединения, рассолы ($CaCl_2$, NaCl), тяжелые металлы (Ni, Cr, F, Cd, Mn, Sn, Hg, Mo, Pb, Zn, V, As и др.) | n | $n^{-1}$–n | n–1000×n |

**Продолжение таблицы 18**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| III. Транспортные средства, дороги и автозаправочные станции | IIIА. Транспортные средства (авто, ж.-д. и авиатранспорт) | То же | Нефтепродукты, тяжелые металлы (Pb, Cd, и др.), газы ($CO_x$, $NO_x$ и др.) | n–10×n | 100×n | n–100×n |
| | IIIБ. Дороги (автомобильные и ж.-д.) | То же | Реагенты (NaCl, $CaCl_2$ и др.), применяемые для борьбы с гололедом и повышения устойчивости оснований дорог, нефтепродукты | $n^{-1}$–n | 10×n | $n^{-1}$–n |
| IV. Нефтегазодобывающие предприятия | IVА. Скважины структурного, разведочного бурения, эксплуатационные и пр. | Зоны активного, затрудненного водообмена и застойного режима | Буровые растворы, пластовые рассолы (до 250–280 г/л), нефть, нефтепродукты, ПАВ и др. | $n^{-1}$–10×n | $n^{-1}$–n | n–100×n, $>10^3$×n |
| | IVБ. Участки утилизации стоков (пруды и шламонакопители, карстовые воронки и пр. фильтрующие емкости), прискважинные площадки, территории КНС, др. | Зоны аэрации активного, частично затрудненного водообмена | Рассолы до 250–290 г/л (NaCl, $CaCl_2$ и др.), микроэлементы (J, Br, B, Sr и др.), нефть, ПАВ, ингибиторы коррозии и др., радиоактивные элементы (РЭ) | n–10×n | $n^{-1}$–10×n | n–100×n |

**Продолжение таблицы 18**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| IV. Нефтегазодобывающие предприятия | IVВ. Нефтегазопроводы, водо-рассолопроводы и др. | Зоны аэрации и активного водообмена | Рассолы до 250–290 г/л (NaCl, $CaCl_2$ и др.), микроэлементы (J, Br, B, Sr и др.), нефть, ПАВ, ингибиторы коррозии и др. | $n^{-1}$ | $n^{-1}$–10×n | n–10×n |
| V. Горнодобывающая промышленность | VА. Угольные разрезы | Зоны активного и частично затрудненного водообмена | Уголь и угольные отходы, солоноватые воды, соединения азота | n–10×n | n | n–10×n |
| | VБ. Соляные шахты и участки выщелачивания соли | Зоны активного, затрудненного водообмена, иногда застойного режима | Рассолы (NaCl, KCl) с сопутствующими микроэлементами (Br, B, J, K) и др. | n–10×n | $n^{-1}$–n | n–100×n |
| | VВ. Горнодобывающие и горноперерабатывающие предприятия | Зоны активного и затрудненного водообмена с трещинно-жильными водами | Отвальные и подотвальные воды, стоки обогатительных фабрик и комбинатов (Cu, Zn, Pb, Mn, Cd, Hg, Cz, As, Sb, Tl, Se) | 10×n–100×n | $n^{-1}$–n | n–100×n |

**Окончание таблицы 18**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| VI. Полигоны утилизации сточных вод, создаваемых в т.ч. ядерными взрывами в скважинах и др. способами | | Зоны активного и застойного режимов | Рассолы (NaCl, $CaCl_2$), радиоактивные элементы, хлорорганические соединения, металлы (Hg, As, Cd, Cu и др.) | $n^{-1}$ | $n^{-1}$–n | 10n–100n |
| VII. Лесная и лесоперерабатывающая промышленность | | Зона аэрации и грунтовые воды | Соединения азота ($NO_3$, $NH_4$), органические вещества (фенол, метил фенол, нафталин и др.) | $n^{-1}$–n | $n^{-1}$–10×n | N |
| VIII. Пруды и водохранилища с гидротехническими сооружениями | | Зона активного водообмена | Органические соединения, тяжелые металлы (Zn, Cr, Ni, Cu, As, Ag и др.), опреснение подземных вод | n–10×n | n–100×n | n–10×n |

толуолом (0,4–0,6 мг/кг) и пр. Отмечены нефтепродукты и в подземных водах (до 2–5 мг/л) при их близком залегании к поверхности.

*Подтип IБ* характерен для территорий, занятых посевными площадями. Применение удобрений в количествах, не сбалансированных с потреблением сельскохозяйственными растениями, химическая прополка полей, обработка семян, древесных растений становятся мощными источниками загрязнения природной среды (почвы, растений, поверхностных и подземных вод) и самой сельскохозяйственной продукции. В районах выращивания культур по интенсивной технологии (сахарная свекла, кормовые культуры, овощи и др.) в водных вытяжках почвогрунтов отмечается повышенная концентрация нитрат-иона (до 75–300 мг/100 г, иногда и более). При близком залегании подземных вод (до 3–5 м) часть из них вместе с пестицидами переходит в подземные воды. В грунтовых водах, вскрытых на глубине 4,0 м вблизи Мелеузовского сахарного завода, обнаружены (мг/л): ГХЦГ — 11,6; метафос — 0,04; хлорофос — 5,9; 2,4Д — 0,2.

В последние годы применение пестицидов в республике снижается. Если в 1986 г. оно составляло (т) 8111, в 1990 г. — 3352, то в 2001 г. — только 1892,5, в 2002 г. — 1760, в 2003 г. — 1531. Пестицидная нагрузка на обработанную землю колеблется (кг/га) от 0,35 (1998 г.) до 1,7 (2000 г.) — 1,3 (2002 г.).

Всего в 2002 г. обработано гербицидами 1358,4 тыс. га земель. Опасность загрязнения водных ресурсов представляют ядохимикаты, запрещенные к применению и с истекшими сроками хранения объемом более 300 т [Гос. доклад..., 2003].

Время самоочищения почв и подземных горизонтов от загрязнителей (органических и минеральных удобрений, пестицидов и пр.) зависит от скорости биологического круговорота вещества, защитных буферных свойств почвогрунтов (pH и Eh среды, емкости обмена, состава поглощенных катионов и пр.), почвенно-климатических условий (время детоксикации пестицидов, например, значительно уменьшается с повышением температуры пород и воды), состава и продолжительности воздействия самих загрязняющих веществ. Загрязнение тяжелыми металлами почвогрунтов носит особенно длительный характер, так как они слабо вовлекаются в биологический круговорот и их соединения слабо подвержены химической трансформации [Кабата-Пендиас, Пендиас 1989].

Время самоочищения пород и подземных вод от пестицидов зависит от применяемой дозы препарата, времени разрушения его. Наибольшую опасность представляют стойкие пестициды (ДДТ, эндрин, атразин, диурон, монурон и др.) и их метаболиты, способные накапливаться и сохраняться в водной среде до десятков лет. При определенных условиях из метаболитов пестицидов могут образоваться метаболиты второго

порядка, и последствия этого могут быть самыми неожиданными, главное — биологически непредсказуемыми [Орлов и др., 1991].

Длительность токсического действия пестицидов различная: наибольшей стойкостью к разложению отличаются хлорорганические пестициды (они сохраняются в геологической среде в течение нескольких лет). Фосфорорганические соединения и их производные теряют свою токсичность уже через два-три месяца. Длительность токсичности некоторых применяемых пестицидов составляет (лет): 2,4-Д — 0,1–0,2; ГХЦГ — 2–6; диурон — 16; атразин — 17; монурон — 36 [Багоцкий и др., 1992].

По данным «Башагрохим», из 60 видов ядохимикатов с общим объемом 3352 т, примененных в Башкортостане в 1990 г., инсектициды составили 538 т, протравители — 450 т, фунгициды — 228 т, гербициды — 2008 т (на 2,4-Д приходится 728 т), дефолонты и пр. — 53 т, биопрепараты и пр. — 69 т.

Близко к подтипу IБ, но несколько более интенсивно влияние на подземные воды источников *подтипа IВ* (см. табл. 18). Общая площадь орошаемых земель в республике составляет (на 1.01.2004 г.) 64,7 тыс. га, а осушенных — 34,3 тыс. га. Наиболее крупные оросительные системы сохранились в Зауральских (Абзелиловский, Баймакский, Хайбуллинский), в центральных и южных (Уфимский, Буздякский, Мелеузовский и др.) районах республики. Использование для орошения вод со сложным химическим составом (содового типа в Зауралье, сульфатного — в бассейне рек Уршак, Аургазы, Чермасан и др.) вызывает засоление орошаемых земель (содовое и сульфатное).

На орошаемых землях Зауралья идет избыточное накопление микроэлементов. По нашим исследованиям (1994–1998 гг.), орошаемые почвы совхозов Матраевский, Таналыкский, Хайбуллинский сильно насыщены (мг/кг): марганцем (4463–5480), медью (60–64), хромом (146–203), цинком (96–113), фтором (260–320). Наблюдается ураганное содержание марганца. Как отмечает В.Ф. Корякина [1974], марганец является важным регулятором окислительно-восстановительных процессов, происходящих в почвах и растениях; влияет на синтез таннидов, алкалоидов, регулирует обмен азота и прочих процессов. Однако избыток (как и недостаток) марганца вызывает болезнь — хлороз растений и оказывает вредное воздействие на развитие растений.

Высокое валовое содержание марганца в почвогрунтах определяется геолого-литологическим строением данной территории. В целом концентрация марганца сильно колеблется в зависимости от минералогического состава и особенностей почвообразующих пород, их химического и механического состава, реакции среды. По данным В.К. Гирфанова и Н.Н. Ряховской [1975], почвы Зауралья отличаются избыточным со-

держанием марганца. По-видимому, оросительная мелиорация здесь способствует усилению процесса накопления марганца в почвах; концентрация марганца в интервале 0–0,25 м (гумусовый горизонт) составляет 5385, а в интервале 1,0–1,5 (суглинки коричневые) 4463 мг/кг породы. Это объясняется (возможно) и более высокой емкостью поглощения (59,6 мг-экв/100 г) гумусового горизонта.

Анализ химического состава водных вытяжек почвогрунтов орошаемых земель свидетельствует о том, что анионный состав их исключительно (80–100%) гидрокарбонатный. Вытяжки с преобладанием сульфатного и хлоридного ионов встречаются редко. В катионном составе доля одновалентных ионов достигает 65–76%. Вытяжки преимущественно первого (содового) типа. Минерализация вытяжек в гумусовом горизонте (0–0,25 м) колеблется от 26,6 до 83,3 мг-экв/100 г, а в интервале глубин 1–1,5 м — от 16,1 до 276,8 мг/экв, то есть появляются слабосолонцеватые почвы.

Последние связаны с разложением (гидролизом) натриевых полевошпатовых пород, широко развитых в описываемом районе и являющихся материнской основой формирующихся почв по схеме:

$$\underset{\text{(альбит)}}{2\,NaAlSi_3O_8} + 2\,CO_2 + 11\,H_2O \rightarrow \underset{\text{(каолинит)}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 2\,NaHCO_3 + 4\,H_4SiO_4.$$

С целью проведения комплексных климатических, гидрологических, гидрогеологических и гидромелиоративных исследований, разработки наиболее эффективных систем землепользования нами совместно с ГУП «Башводмелиорация» на базе совхоза «Дмитриевский» создана воднобалансовая станция [Абдрахманов и др., 2002]. Условия воднобалансовой станции позволяют проводить системные наблюдения за температурой и влажностью воздуха и почвы, количеством осадков, испарением влаги из почвы и с водной поверхности, уровнем и составом грунтовых вод (рис. 26).

Большое значение в познании формирования подземных вод, оценки их ресурсов, прогноза режима грунтовых вод (водного солевого балансов) играет изучение взаимодействия подземная вода – порода – газ – органическое вещество. При этом, как отмечают многие исследователи, чрезвычайно большое значение для решения широкого круга задач современной гидрогеологии и гидромелиорации имеет изучение зоны аэрации как компонента литосферы, во многом определяющего ход целого ряда гидрогеологических, гидромелиоративных и других процессов регионального, локального и более низких уровней. Через нее, в значительной степени, реализуется техногенное воздействие на подземные воды и, в конечном итоге, массоэнергообмен со всей средой [Абдрахманов, 1993].

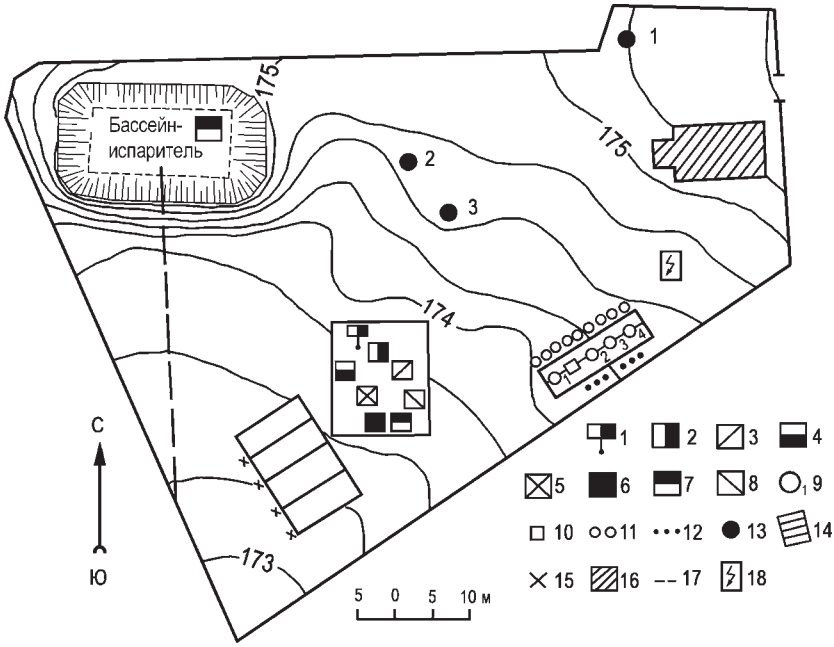



**Рис. 26. План водно-балансовой станции [Абдрахманов и др., 2002]**

Метеорологическая площадка: 1 — ветромер; 2 — будка Селянинова; 3 — плювиограф, осадкомер Третьякова; 5 — метеобудка с самописцами температуры и давления; 6 — дождемер ГГИ–3000; 7 — испаритель ГГИ–3000; 8 — гололедный станок. Лизиметрическая площадка: 9 — лизиметр; 10 — весы; 11 — почвенные испарители ГГИ–500; 12 — тензиометры; 13 — режимные скважины; 14 — стоковая площадка; 15 — труба для сброса воды со стоковой площадки; 16 — лаборатория; 17 — труба для сброса воды из бассейна-испарителя; 18 — трансформаторная подстанция

Осушительная мелиорация земель возникла вместе с сельским хозяйством. В Башкортостане эти работы начались в 1910 г. К 1927 г. площадь осушенных земель составила 450 га.

Осушение заболоченных и переувлажненных земель вызывает значительные изменения в их гидрологических и гидрогеологических режимах. В последние годы в Башкортостане (особенно в его северо-западных районах) техногенные мероприятия (строительство дорог, водоводов, дамб и пр.) вызывают подъемы уровня грунтовых вод и заболачивание земель, подтопление населенных пунктов (сс. Верхнеяркеево, Чекмагуш, г. Сибай и др.).

Неправильная эксплуатация осушенных земель имеет ряд негативных явлений (засоление, вторичное заболачивание и пр.).

На осушенных землях иногда наблюдается пирогенная деградация почв [Габбасова, Абдрахманов, Батанов, 1999]. Изучение влияния

пирогенной деградации на мелиорированных торфяных почвах проводилось на массиве осушения «Падун», расположенном в северо-западной части Башкортостана в 50 км к востоку от места впадения реки Белой в Каму и в 45 км к юго-западу от г. Нефтекамска. Площадь осушенного массива, расположенного на землях сельхозкооперативов «Кызыл Тан» и «Кама», занимающего центральную часть II надпойменной террасы рек Белой и Камы с абсолютными отметками 77–79 м, составляет 2532 га. До осушения массив представлял собой бессточное заболоченное понижение протяженностью с С-В на Ю-З около 4 км при ширине от 1,5 до 3 км.

Почвообразующие и подстилающие породы представлены аллювиальными глинами, суглинками, супесями и песками четвертичного возраста. Они перекрыты торфяноболотными, торфяно-глеевыми, болотно-луговыми почвами. Мощность торфа от 0,4–1,6 (центральная часть) до 2,5–5,4 м (восточная часть). Степень разложения торфа — 56%, зольность — 15%. Пирогенез произошел в 1995–1996 гг. Выгорел торф на площади 75 га.

На участках пирогенеза торф выгорел полностью до глеевого горизонта, лишь местами встречались островки невыгоревшего торфа площадью от 1 до нескольких квадратных метров мощностью около 40 см, заросшие осокой. Поверхность выгоревшего массива была покрыта рыже-бурой слоистой коркой, иногда перемешанной с торфянистой массой, толщиной 1–2 см, местами выклинивающейся в охристо-сизую мокрую глину.

Пирогенная деградация осушенных почв происходит в условиях отрыва капиллярной каймы от торфяной залежи, при этом торфяные горизонты сгорают полностью. А на поверхность выходят минеральные, обычно глеевые слои, которые обогащаются зольными элементами — фосфором, калием и кальцием, но обедняются азотом.

Из рассматриваемого типа источников наиболее отрицательное воздействие оказывают на подземную гидросферу животноводческие комплексы, крупные фермы с прудами-накопителями и орошаемыми сточными водами участками (*подтип IГ*).

Исследования [Абдрахманов, $1991_3$; 1993], выполненные на участках утилизации стоков крупных животноводческих комплексов (Рощинского свинокомплекса на 54 тыс. и Новораевского откормкомплекса КРС на 12 тыс. голов), показывают, что при высоких нормах орошения, превышающих самоочищающую способность почвогрунтов, возникает опасность загрязнения подземных вод различными ингредиентами, содержащимися в стоках (азотистые соединения, хлор, фосфор и др.). Происходит загрязнение патогенными микроорганизмами. Окисление органических веществ (ОВ), как правило, ведет к снижению окислительно-восстановительного потенциала (Eh от +150

до –10 мВ). Происходит трансформация азотных соединений с образованием $NH_4^+$, $NO_2^-$, $NO_3^-$, активизация сульфатредуцирующих процессов с генерацией $H_2S$. Особенно опасными (и наименее изученными) компонентами стоков являются тяжелые металлы (медь, цинк, никель, марганец, железо и др.).

Длительность и масштабы воздействия источников этой группы в целом определяются сроками существования агропромышленных объектов и площадями утилизации стоков.

Продолжительность нахождения загрязняющих ингредиентов определяется скоростью распада органических веществ и временем жизнедеятельности патогенных микроорганизмов; при ликвидации источника загрязнения срок существования загрязняющих компонентов составляет от нескольких месяцев до 2–3 лет, а тяжелых металлов — сотни и более лет.

От экологической грамотности специалистов сельского хозяйства зависят защита окружающей среды от прямого загрязнения и разрушения, снижение ресурсо-, материало- и энергоемкости сельскохозяйственного производства, внедрение малоотходных технологических систем и процессов, минимизация потерь сельскохозяйственной продукции, внедрение природоохранных систем ведения земледелия, животноводства, оптимизация ландшафта сельскохозяйственных районов, производство экологически чистой продукции и т.д. Принципиально важно придать экологическую направленность сельскохозяйственным технологиям с учетом дальнейших путей развития научно-технического прогресса, особенностей специализации и концентрации по природно-хозяйственным зонам. Концепция природосообразности должна быть заложена в производственные системы, а при оценке производительности следует учитывать соотношение полученной продукции с объемом использованных ресурсов и удаленных отходов [Агроэкология, 2000].

***Тип II — городские агломерации с промышленным производством***. Урбанизированные территории в Башкортостане (гг. Уфа, Стерлитамак, Салават, Мелеуз, Кумертау, Октябрьский, Нефтекамск, Бирск, Баймак, Сибай, Учалы и др.) занимают небольшую площадь, но оказывают влияние на значительные территории. Из антропогенно нарушенных регионов Башкортостана, например, в наиболее опасном положении находятся Уфимско-Благовещенский, Стерлитамакско-Салаватский, Октябрьско-Туймазинский промышленные узлы. Они характеризуются высоким классом природной уязвимости.

Для городских территорий характерно загрязнение геологической среды поликомпонентного состава (химическое, тепловое, бактериальное и др.). Здесь загрязнители как бы накладываются друг на друга: выбросы химических, нефтехимических и других заводов (фенолы,

ароматические и другие углеводороды, тяжелые металлы и др.), транспортных средств ($CO_x$, $NO_x$, тяжелые металлы и пр.), коммунального хозяйства (органические и неорганические вещества), тепловых электростанций и пр. Суммарный эффект этих загрязнителей («букета») для жителей городских территорий и окружающих сел стал угрожающим.

В пределах городов, насыщенных разнообразным производством, площади распространения ореолов загрязнения (очаги и группы очагов загрязнения) достигают десятков квадратных километров. При этом сочетаются очаги загрязнения небольшой и средней интенсивности с мозаично рассеянными центрами очень высоких концентраций — территории заводов, шламонакопители и хвостохранилища, свалки и пр.

С учетом интенсивности, токсичности, сроков и продолжительности воздействия на геологическую среду выделяются три подтипа источников (см. табл. 18).

IIA — жилые территории. Этот подтип близок вышеописанному подтипу IA. Отличается интенсивностью и большим разнообразием веществ, воздействующих на природную среду.

Наиболее интенсивному воздействию подвергаются зоны аэрации и водоносные горизонты грунтового типа. Происходит подъем уровня грунтовых вод (подтопление), вызванный утечками из водонесущих коммуникаций, и изменение их химического состава. Основными загрязнителями являются бытовые отходы, выхлопные газы автотранспорта. Длина водопроводной сети в г. Уфе составляет 994 км, а протяженность канализационных сетей 707 км. Общий объем городских стоков равняется 420–425 тыс. $м^3$/сутки. Из них 373 тыс. $м^3$/сутки проходит очистку в городских биологических очистных сооружениях, а 50–55 тыс. $м^3$/сутки без очистки сбрасывается в р. Белую.

Немаловажна роль атмосферных осадков, характеризующихся достаточно низкими (в районе г. Уфы) показателями pH (5,05–7,0 дождевой и 6,2–8,2 снеговой воды), высокими концентрациями агрессивных химических соединений ($SO_x$, $NO_x$, $CO_x$). Загрязнению атмосферных осадков способствуют большой объем веществ (табл. 19), выбрасываемых в атмосферу стационарными источниками и автотранспортом (доля последних составляет до 50–65%). В валовых выбросах преобладают: оксид углерода (622,4 тыс. т), сернистый ангидрид (150,5 тыс. т), диоксид азота (118,5 тыс. т), углеводы (144,2 тыс. т). Если по Башкирии выбросы в атмосферу составляют в среднем на 1 $км^2$ 8,7 т, то в Уфе — 464 т.

Подземные воды здесь загрязнены тяжелыми металлами, соединениями азота (например, в грунтовых водах на территории г. Уфы обнаружено нитратов до 500–1500 мг/л, аммония — до 40–50 мг/л), углерода, серы, органическими веществами (до 50–80 мг/л), патогенными микроорганизмами и пр.

**Таблица 19**

Объемы выбросов загрязняющих веществ в атмосферу [Гос. доклад..., 2004]

| Годы | 1997 | 1998 | 1999 | 2000 | 2001 | 2002 | 2003 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Всего по РБ (тыс. т) | 1295,5 | 1211,0 | 1233,3 | 1243,5 | 1260,4 | 1244,6 | 1095,3 |
| От стационарных источников | 680,3 | 597,5 | 535,5 | 517,8 | 512,9 | 799,8 | 472,8 |
| От транспортных средств | 615,2 | 613,5 | 697,8 | 725,7 | 747,5 | 799,8 | 622,5 |

IIБ — территории промышленных предприятий. Здесь основными источниками загрязнения являются технологические растворы и отходы производства. Количество загрязняющих веществ в горных породах и подземных водах достигает очень высоких концентраций (десятки, сотни мг/л, иногда г/л). Например, на территории нефтеперерабатывающих заводов г. Уфы и на площадках наливных эстакад (до 0,1–0,2 км$^2$) горные породы насыщены нефтепродуктами, измеряемыми десятками и сотнями мг/дм$^3$ на глубину нескольких метров, а на отдельных участках развития аллювиальных гравийно-галечных отложений (Ишимбайский НПЗ) и закарстованных галогенно-карбонатных пород (правобережье р. Белой), образованы техногенные месторождения нефтепродуктов (НПЗ гг. Уфы, Салавата) мощностью от 0,1–0,3 до 1,5–2,0 м.

Разгрузка нефтезагрязненных подземных вод происходит в р. Белую. В районе Ишимбайского НПЗ, на левом берегу р. Белой, в летнее время в результате разгрузки нефтепродуктов происходят пожары (самовоспламенение газов).

На территории ОАО «Уфанефтехим» (г. Уфа), сложенной глинистыми породами мощностью до 40–50 м, наряду с другими органическими соединениями, установлено присутствие, как в подземной воде, так и в породах фенолов, пестицидов (2,4-Д; 2,6-Д; 2,4-6Т и др.), диоксинов и других соединений.

Различные машиностроительные и приборостроительные заводы загрязняют геологическую среду технологическими растворами и сточными водами, содержащими тяжелые металлы (медь, цинк, никель, хром, ртуть, свинец и др.), кислоты, щелочи, рассолы и пр.

Для этого подтипа, так же как и для IIА, характерно тепловое загрязнение, вызванное утечками горячих технологических растворов при авариях теплосети, при этом формируются техногенные или природно-техногенные водоносные горизонты с аномальным химическим составом и свойствами.

Источники воздействия *подтипа IIВ* (участки утилизации сточных вод и твердых отходов: пруды-отстойники, хвостохранилища, свалки

и пр.) занимают площади от нескольких сот квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров. Химический состав отходов весьма разнообразен, он характеризуется широким спектром накапливающихся элементов (органические вещества, тяжелые металлы, рассолы и пр.).

Объемы неутилизуемых отходов, вывозимых в свалки и шламохранилища огромны. Так, в шламонаколители ОАО «Сода» ежесуточно подается около 50 тыс. $м^3$ рассолов с минерализацией около 170 г/л. На городскую свалку г. Уфы ежегодно вывозится свыше 50 тыс. т свалочного материала, обогащенного соединениями цинка, меди, свинца, молибдена, кобальта, никеля, ртути и пр.

Породы, подстилающие участки утилизации стоков (особенно глинистые), насыщаются солями, тяжелыми металлами, органическими соединениями, содержащимися в свалочных отходах. Минерализация грунтовых вод под дном Стерлитамакских «Белых морей» на глубине 25–30 м достигает 50 г/л и более. Свалки характеризуются наличием широкой ассоциации накапливающихся элементов.

Тяжелые металлы активно сорбируются на поверхности глинистых частиц, входят в состав кристаллических решеток и образуют собственные минералы в результате изоморфного замещения [Орлов и др., 1991]. На характер распределения тяжелых металлов по глубине влияют емкость поглощенного комплекса, наличие геохимического барьера, состав пород, содержание органических веществ и пр. Накопившиеся в почвогрунтах ТМ медленно удаляются при выщелачивании. Период полуудаления составляет: для цинка — 70–510 лет, для кадмия — 13–1100, для меди — 310–1500, для свинца — 740–5900 [Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989]. Металлы, накопившиеся в породах, медленно удаляются с током нисходящих вод вниз по профилю, и процесс самоочищения практически приближается к бесконечности [Орлов и др., 1991].

***III тип — транспортные средства и дороги***. Башкортостан обладает достаточно разветвленной автомобильной и железнодорожной транспортной сетью. Интенсивно движение самолетов. В данном типе выделяется два подтипа (IIIА, IIIБ).

IIIА — транспортные средства. За последние пять лет количество автотранспорта в республике выросло от 667275 (1999 г.) до 787685 (2003 г.) единиц. Значительная часть из них эксплуатируется с превышением нормативов ГОСТ по токсичности и дымности отработанных газов (в 1999 г. — 16,3%, 2001 г. — 11,3%, 2003 г. — 8,3%). Одной из основных причин превышения нормативных выбросов в атмосферный воздух являются то, что 70% автобусов эксплуатируется с отработавшими свой ресурс двигателями. Выхлопные газы двигателей содержат более 1000 соединений и токсических примесей. Аналитическими методами определено около 200 компонентов, из них наиболее вредными являются

оксид углерода (до 10% объема выбросов), оксиды азота, серы (до 0,8%), тяжелые металлы (свинец, кадмий), несгоревшие углеводороды (до 3%), содержащие алканы, алкены, кетоны, фенолы, альдегиды и пр. При сжигании одного литра бензина выбрасывается 200–400 мг свинца. Влияние автодороги на горные породы и подземные воды ощущается на расстоянии до 600 м (наиболее интенсивно до 100 м) и на глубину до 10–15 м [Сает и др., 1990].

IIIБ — дороги и придорожные участки, являющиеся местами накопления горюче-смазочных материалов, реагентов ($NaCl$, $CaCl_2$), применяемых для борьбы с гололедом и повышения устойчивости оснований дорог. За счет истирания шин автомобилей выбрасываются в атмосферный воздух соединения цинка и кадмия. Поднимаясь вместе с пылью с проезжей части дорог, последние оседают на растениях, почве и таким образом вовлекаются в биологический круговорот. По данным ГУП «Башкиравтодор», в Башкортостане общая протяженность дорог составляет около 25 тыс. км. Из них 10620 км с асфальтобетонным, 9983 км с гравийным и щебеночным покрытием, дороги без покрытия (грунтовые) — 2753 км. Длина дорог с наиболее интенсивным движением (Самара – Уфа – Челябинск, Уфа – Оренбург, Уфа – Казань) составляет 637 км.

***IV тип***. Наиболее крупным источником воздействия на подземную гидросферу Предуралья являются нефтедобывающие предприятия. Влияние этой группы источников ощущается практически во всей толще осадочного чехла и даже проникает в последние годы в породы кристаллического фундамента. Наиболее интенсивному воздействию подвергаются зоны активного и застойного гидродинамического режимов.

Гидрогеологический материал, полученный нами в процессе исследований 1973–2004 гг., позволяет выделить в IV типе три подтипа источников техногенного влияния на подземные воды.

IVA — скважины различного назначения (структурные, разведочные, эксплуатационные, нагнетательные, контрольно-пьезометрические, поглощающие и пр.). Количество их в нефтедобывающих районах исчисляется несколькими десятками тысяч. Только в АНК «Башнефть» фонд скважин составляет свыше 37000, из них 31% эксплуатируется более 20 лет. На 1 км$^2$ площади приходятся десятки скважин (например, на Туймазинском месторождении в среднем 7,3 скважины). По данным Б.В. Анисимова и А.Г. Пухова [1988], плотность скважин на разведочных площадях Восточного Татарстана колеблется от 4,8 до 58,7 скв./км$^2$. От плотности скважин зависит и плотность других нефтепромысловых сооружений.

Подземные воды (особенно пресные) при проходке скважин загрязняются буровыми растворами, содержащими различные реагенты, пластовыми рассолами, нефтью и нефтепродуктами, ПАВ и пр. Эксплу-

атация нефтяных месторождений вызывает изменение гидрогеодинамических и гидрогеохимических условий как верхнего, так и нижнего гидрогеологических этажей: пластовые давления на одних участках снижаются, а на других повышаются относительно первоначальных. Снижается минерализация пластовых рассолов, что приводит к разрушению месторождений минеральных промышленных вод. Изменения гидростатических давлений могут привести даже к слабым, местным мелкофокусным (5–7 км) техногенным землетрясениям [Абдрахманов, 1993; Кавеев и др., 2000].

IVБ — участки утилизации сточных нефтепромысловых вод и различных отходов (пруды-накопители, шламохранилища и прочие фильтрующие емкости), прискважинные площадки, территории КНС, ГЗУ, ППД и др.

Количество рассолов, поступающих через зону аэрации в горизонты пресных вод из источников этой группы, колеблется в широких пределах. Оно зависит как от параметров зоны аэрации (фильтрационные свойства пород, их мощность и пр.), так и от размеров емкостей-накопителей, продолжительности их действия, состава рассолов и др.

IVВ — нефте-, водо- и рассолопроводы. Этот подтип загрязнения вместе с подтипом IVБ оказывает наиболее интенсивное неблагоприятное воздействие на зоны аэрации и активного водообмена, являющиеся областями формирования и накопления пресных питьевых вод. Длина нефтепроводов в АНК «Башнефть» составляет около 3000 км, а промысловых водопроводов — 1200–1300 км. Более 30% трубопроводов отработали амортизационный срок [Габитов, Мустафин, 2003]. При порывах (частота порывов в республике изменяется от 0,1–1,0 до 10–19 на 1 км трубы в год [Абдрахманов, 1993], такие же данные по НГДУ «Бавлынефть» [Анисимов, Пухов, 1988]) указанных водоводов в пределах только одного нефтяного месторождения на поверхность и в приповерхностную зону поступает от нескольких десятков до нескольких сотен тысяч кубических метров пластовых рассолов с минерализацией 200–250 г/л. Разливаются на поверхность десятки кубометров нефти. Происходит интенсивное загрязнение пресных подземных вод хлоридами кальция, натрия, магния, металлами (Br, B, Sr и др.), нефтью и нефтепродуктами, ПАВ, ингибиторами коррозии и пр. на длительный срок (до десятков и сотен лет).

***V тип — горнодобывающая промышленность***: угольные разрезы (подтип VA), шахты и участки (скважины) выщелачивания различных солей (VБ), горнодобывающие и обогатительные предприятия (VВ).

VA включает разрезы добычи углей в пределах Южноуральского буроугольного бассейна (Кумертауский, Тюльганский и др.). Загрязнение природных вод здесь происходит отходами углей и солоноватыми

(минерализация 1,2–1,5 г/л) водами (Кумертауский разрез). Техногенезу подвергаются подземные воды на площади около десятков квадратных километров на глубину до 100–120 м. Средний многолетний приток воды в Кумертауском разрезе составлял 160 $м^3$/ч, при колебаниях по годам от 137 до 256 $м^3$/ч [Черняев, Сирман, 1976].

VБ включает источники загрязнения, связанные с разработкой солей на глубине около 500 м для химической промышленности (Яр-Бишкадакское и другие месторождения для Стерлитамакского содово-цементного комбината), и газохранилища, созданные путем подземного выщелачивания. Масштабы воздействия на подземную гидросферу оцениваются несколькими десятками квадратных километров. Загрязняющими веществами являются соли, содержащиеся в рассолах (до 300 мг/л и более) и сопутствующие им металлы (Br, B, S и др.).

На окружающую среду горнорудных районов (подтип VB) техногенное воздействие (добыча открытая и подземная с последующим обогащением руд) оказывают: 1) Башкирский медно-серный комбинат (БМСК), Учалинский (УГОК) и Бурибаевский (БГОК) горно-обогатительные комбинаты; 2) Семеновская золотоизвлекательная фабрика (СЗИФ) 3) гидромеханизированная добыча золота, ведущаяся рядом артелей старателей; 4) геологоразведочный комплекс и др.

Деятельность этих предприятий оказывает следующие основные виды экологического воздействия: 1) газо-аэрозольное и пылевое воздействие; 2) гидродинамическое и гидрохимическое воздействие; 3) механическое воздействие; 4) химическое воздействие; 5) шумовое и сейсмическое воздействие; 6) тепловое воздействие; 7) отчуждение и изъятие земель; 8) изъятие ресурсов недр; 9) нарушение природного ландшафта; 10) техногенные землетрясения в результате промышленных взрывов при добыче руд.

Из стационарных источников БМСК в атмосферу ежегодно поступает (т): пыли около 1000, сернистого ангидрида — 2700 , оксида азота — 300, оксида углерода — 500, пятиокиси ванадия — 8. Автотранспорт добавляет в атмосферу около 1500 т/год оксида углерода, углеводородов, оксидов азота, формальдегида.

Загрязняющие вещества в атмосферный воздух поступают при проведении буровзрывных работ при карьерной добыче, дроблении руд, дефляции отвалов добычи и обогащения. При проведении взрывных работ в карьерах, содержащиеся тяжелые металлы, минеральная (рудная) пыль и газы (в основном CO и $NO_2$) выбрасываются в атмосферу. Пыль рассеивается и оседает на расстоянии до 2 км от эпицентра взрыва.

Дисперсный материал хвостохранилищ СЗИФ является причиной загрязнения, в первую очередь, ртутью атмосферного воздуха территории предприятия и непосредственно примыкающей к ней жилой зоны

поселка Семеновский. За 53 года работы в хвостохранилищах предприятия аккумулировано 2638,8 тыс. тонн отходов производства, характеризующихся высокими концентрациями тяжелых металлов (т): ртути — 58,8, селена — 130,46, мышьяка — 2076, сурьмы — 234,8, меди — 1541,6, цинка — 1393,3, свинца — 2111.

Через технологическую цепочку УГОКа ежегодно проходит порядка 100 тонн ртути. Аналогичное количество этого токсиканта поступает в составе минерального сырья и на БМСК, перераспределяясь в процессе обогащения по товарной продукции и отходам производства.

Добыча золота из россыпей на Урале традиционно велась с применением амальгамации, что привело к техногенному загрязнению ртутью участков золотодобычи. Техногенная ртуть встречается в отходах бегунных фабрик, действовавших на территории Учалинского и Баймакского районов; пленка техногенной амальгамы установлена нами на золоте из эфельных отвалов отработки россыпей Белорецкого района [Мустафин, Абдрахманов, Ахметов, 2002].

Основной вклад в техногенное распределение токсикантов в геологическую среду вносят гидрогенные потоки загрязнителей с жидкими отходами. Все жидкие отходы в сумме играют большую роль в геохимическом процессе рассеяния и концентрации токсикантов и оказывают огромную нагрузку на окружающую среду.

Рудничные (шахтные и карьерные) воды характеризуются повышенной минерализацией. Например, шахтные воды Октябрьского месторождения (356,6 тыс. $м^3$/год) имеют величину pH — 3,5, сухой остаток — 3860 мг/л. Высокое содержание различных токсикантов и в фильтрате хвостохранилищ (мг/л): Cu до 0,2, Zn до 0,2, Pb до 0,09, Fe до 320, цианид натрия до 0,30 и т.д.

Наиболее опасными являются подотвальные воды. Их минерализация может достигать 515 г/л [Емлин, 1991]. В них понижено значение водородного потенциала и повышены содержания тяжелых металлов и других токсикантов. Например, подотвальные воды Маканского месторождения (36,5 тыс. $м^3$/год) имеют pH — 1,73 и характеризуются следующими содержаниями микрокомпонентов (мг/$дм^3$): Fe — 849, Mg — 975, Cu — 382, Zn — 159,5, As — 0,1, Cd — 0,7, Mn — 94,87, Pb — 0,5, Cr — 0,83 и т.д.

Реки в регионе отличаются маловодностью, следовательно, слабой способностью к самоочищению, а подземные воды в районах интенсивной деятельности горнорудных предприятий в большинстве случаев слабо защищены и не защищены от загрязнения.

В районах горнорудных предприятий Республики Башкортостан складывается сложная экологическая обстановка. Тяжелые металлы и другие токсиканты попадают в пищевые цепи и концентрируются в продуктах питания местного производства. Это вызывает профессиональные заболевания работников предприятий и местных жителей.

***VI тип — полигоны утилизации сточных вод, создаваемых ядерными взрывами в скважинах***. Занимает особое положение среди источников воздействия на подземную гидросферу в Предуралье. Масштабы и последствия этих мероприятий пока слабо выяснены, так как о них стало известно лишь в последние годы.

В Южном Предуралье (западнее и южнее г. Стерлитамака) к настоящему времени проведено семь подземных ядерных взрывов (так называемых «мирных»): два (1973, 1974 годы) — для захоронения стоков Салаватского завода «Салаватнефтеоргсинтез» и Стерлитамакского содово-цементного комбината, («Кама-1» и «Кама-2»), пять (1965–1980 годы) — для увеличения притока нефти к скважинам на Грачевском месторождении рифогенного типа (НГДУ «Ишимбайнефть»), вызвавших техногенные землетрясения.

Основной постулат всех «мирных» ядерных взрывов заключается в том, что «рабочий» горизонт для закачки промстоков находится на глубине свыше 2 км в визейско-башкирском водоносном комплексе. Считается, что этот водоносный комплекс наиболее полно отвечает требованиям, предъявляемым к водоносным горизонтам для закачки стоков, так как он сверху и снизу ограничен экраном.

Водовмещающими породами являются пористо-кавернозные и трещиноватые известняки с палеокарстовыми пустотами, полого погружающиеся на юго-запад (в сторону долины р. Белой). Предполагается, что с учетом гидрогеологических параметров рабочего горизонта фронт продвижения промстоков за весь период эксплуатации полигона (он рассчитан на 20 лет) составит всего 1,7–2,0 км от центра нагнетательной скважины.

В ноябре 1974 г. во время бурения прокольной скважины на объекте «Кама-1», по имеющимся данным, произошел аварийный выброс радиоактивной газоводяной смеси, загрязнивший значительные площади. Замеры радиационного фона в 1991 г. в районе скважины показали несколько тысяч мкр/ч, в закрытой зоне — 180–250 мкр/ч, в районе насосной станции — 55 мкр/ч [Абдрахманов, 1993]. В настоящее время максимальная мощность радиационного фона достигает 250 мкр/ч [Гос. доклад..., 2004].

В связи с вышесказанным необходимо подчеркнуть слабую разработанность проблемы захоронения стоков в глубокие водоносные горизонта в целом.

Считается, что подземное захоронение целесообразно применять для небольших объемов особо вредных стоков, не поддающихся обезвреживанию другими способами [Гаев и др, 1986; Гидрогеологические..., 1972, 1976]. Классификация объемов стоков, удаляемых в глубокие подземные горизонты, следующая: малые — до 100 м$^3$/сутки, средние — от 100 до 1000, большие — от 1000 до 10000, очень большие — более

10000 м$^3$/сутки. Основными требованиями к водоносному горизонту, намечаемому под сброс в него жидких отходов, являются надежная его изоляция водоупорном от вышележащих горизонтов и отсутствие вод, которые могут быть использованы в качестве бальнеологического и гидроминерального сырья.

Закачка промышленных стоков неизбежно влечет за собой нарушение естественного гидродинамического режима недр. Она, как правило, сопровождается ростом пластовых давлений, изменением соотношения уровней водоносных горизонтов в разрезе, увеличением вертикальных градиентов фильтрации в водоупорах и пр., что может повлечь за собой формирование новых, не свойственных району очагов глубиной разгрузки [Карст..., 2002].

Анализ гидрогеологических материалов по артезианским бассейнам, в том числе и по Волго-Камскому, свидетельствует о том, что областями дренажа глубоких водоносных горизонтов являются крупные речные долины, заложенные, как правило, вдоль линий тектонических нарушений [Попов, 1985]. Поэтому нетрудно предугадать эффект в случае, если глубинные рассолы вместе с нагнетаемыми жидкими отходами промышленных предприятий или радиоактивного распада (или и те и другие) устремятся вверх под долиной р. Белой где расположены практически все крупные хозяйственно-питьевые водозаборы.

Опыт нагнетания больших объемов стоков (в случае «Камы-2» они относятся к большим — более 10000 м$^3$/сутки) в течение длительного времени (до 20 лет) в районах нефтяных месторождений Башкирского Предуралья свидетельствует о том, что в литологически выдержанных проницаемых пластах гидрогеодинамическое влияние распространяется на расстояние до 20 км. На Туймазинском нефтяном и других месторождениях установлены восходящие перетоки при закачке стоков из одного пласта терригенного девона в другой через толщу аргиллитов (мощностью 10–15 м) до 130 л/с.

В целом надо подчеркнуть, что удаление жидких отходов в недра земли представляет собой очень сложную и весьма дискуссионную проблему. В первую очередь, это связано с недостаточной изученностью ряда вопросов формирования глубоких частей подземной гидросферы. Метод этот имеет как сторонников, так и противников. Примечательно, что даже первые из них признают нагнетание стоков в глубокие горизонты мерой вынужденной и временной. Тем самым признается, что кроме положительных сторон (ликвидация сброса в реку) это мероприятие имеет и отрицательные (нарушение естественного водного баланса, несомненное загрязнение глубоких и возможное загрязнение верхних горизонтов). Последствия его трудно предугадать, да и обнаружено загрязнение может быть спустя много лет. Пресная же вода, как известно, является одним из продуктов жизнедеятельности, не имеющих замены.

Ряд крупных ученых выступает категорически против осуществления подземных закачек сточных промышленных вод, считая, что кардинальное решение проблемы охраны гидросферы от загрязнения заключается в сокращении объема жидких отходов и уменьшении содержания в них загрязняющих веществ, внедрении более эффективных методов очистки и пр., то есть в совершенствовании самих технологических процессов. Достаточно привести мнение одного из них — профессора А.Е. Ходькова [Ходьков, Валуконис, 1968], известного своими работами в области гидрогеохимии и глубинной гидродинамики. Он пишет: «Совсем недавно считалось, что где-то там, на глубине можно запрятать что угодно и в любом количестве. Поэтому рядом организаций велись работы по подготовке сброса промстоков в глубокие подземные горизонты, расположенные в зоне замедленного водообмена. Исходя из того, что общей тенденцией глубинной гидродинамики является разгрузка подземных вод вверх, в конце концов, на поверхность, следует, что генеральная линия на закачку огромных масс каких-либо вод в недра принципиально неверна. Вследствие геологических процессов и в силу меньшей плотности и флюидности вод последние все равно будут стремиться со временем подняться на поверхность. Конечно, можно в каждом отдельном случае находить некоторые структуры и горизонты, способные удерживать закачиваемые воды. Но все равно существует опасность миграции вверх. Поэтому мы принципиально против осуществления сброса промстоков в глубокие горизонты ... надо придерживаться принципа: не делай по отношению к земле того, последствия чего ты не в состоянии еще предугадать» (с. 198). Это мнение представляется нам вполне обоснованным.

***Тип VII***. При заготовке (в 2003 г. вырублено 1659 тыс. м$^3$) и переработке древесины образуются значительные объемы отходов. Например, в бассейне р. Уфы в районе только Муллакаевского лесосплавного участка объем древесных отходов (опилки, остатки древесины и пр.) на площади 10 га оценивался более 30 тыс. м$^3$. В целом объем отходов переработки древесины в бассейнах рек Белой, Уфы и других измеряется сотнями тысяч кубических метров (объем учтенных древесных отходов — 520 тыс. м$^3$). Они являются крупным и достаточно длительным (до 10–15 лет) источником загрязнения природных вод соединениями азота и органическими веществами (фенол, метилфенол, нафталин и др.). Воздействие их на подземную гидросферу ограничивается зонами аэрации и грунтовых вод.

***Тип VIII — пруды и водохранилища***. Пруды и водохранилища объемом от 0,3–1,0 до 5–20 млн. м$^3$ играют важную водорегулирующую роль на малых реках. Кроме них существуют в Башкортостане крупные водохранилища (Нижнекамское, Павловское, Нугушское, Юмагузинское), обеспечивающие сезонное, недельное и суточное регулирование стока рек.

Пруды и водохранилища, наряду с положительным воздействием, выражающимся в опреснении и пополнении подземных вод, особенно в районах загрязнения их нефтепромысловыми рассолами и пр., оказывают и негативное воздействие на геологическую среду: являются накопителями смываемых с сельскохозяйственных угодий и с других территорий различных химических элементов и соединений. Они вызывают подъем уровня грунтовых вод, что приводит к заболачиванию, активизации оползневых, карстовых и других процессов (Нижнекамское, Павловское и др. водохранилища).

На состав воды крупных водохранилищ большое влияние оказывают стоки промышленных предприятий. Например, по нашим исследованиям [Абдрахманов, $1991_1$; 1994], в Павловское водохранилище на р. Уфе поступают стоки из Челябинской и Свердловской областей, содержащие тяжелые металлы (медь, цинк, железо, никель, хром, мышьяк, ртуть), соединения серы и др. в значительных объемах (табл. 20). Идет накопление в донных отложениях древесины и ее отходов (до 1 млн. $м^3$), тяжелых металлов, органики, создавая условия для образования различных металлоорганических соединений.

**Таблица 20**

Виды и объемы загрязняющих веществ, поступивших в реки в бассейне Павловского водохранилища за 1986 год

| Компоненты | р. Уфа | р. Ай | р. Юрюзань |
|---|---|---|---|
| Нефтепродукты, т | 123,8 | 148,3 | 23,3 |
| Сульфаты, т | 706,8 | 3639,2 | 829,0 |
| Железо, т | 5,6 | 11,7 | 0,9 |
| Медь, т | 301,6 | 76,1 | 486,0 |
| Цинк, кг | 15313,0 | 344,0 | 83,7 |
| Никель, кг | 382,0 | 16,6 | 540,0 |
| Хром, кг | 8,8 | 431,0 | 1264,9 |
| Мышьяк, кг | 28,5 | – | – |
| Ртуть, кг | 16,6 | – | – |

Из приведенных в табл. 20 компонентов, регулярно в воде Павловского водохранилища Башгидрометом определяются концентрации нефтепродуктов, фенолов, железа, марганца, никеля, меди и цинка. Устойчивое превышение ПДК по нефтепродуктам, фенолу, меди, марганцу и цинку до одного, иногда до двух порядков отмечены в гидропостах Караидель, Павловка.

Нефтепродукты, кроме поступающих транзитом из указанных областей, привносятся предприятиями, расположенными в пределах водохранилища (топливно-заправочные пункты в селах Стар. Муллакаево,

Караидель, Абдуллино, Магинское, Атамановка, Караяр и др.). Стабильным источником загрязнения нефтепродуктами являются суда, а также маломерный флот (лодки). Имеются случаи поступления нефтепродуктов с промыслов (Кушкульское месторождение) НГДУ «Уфанефть» (залив Ирыш-Тамак).

Содержание нефтепродуктов по акватории водохранилища от ниже ПДК (10–55% случаев) до 10 и более (до 70–80% случаев). Высокие концентрации нефтепродуктов наблюдаются не только летом, но и зимой.

Содержание фенолов в 50% случаев также превышает ПДК. Зафиксированы случаи превышения ПДК в 96 раз.

В отличие от органических загрязняющих веществ, как указывает П.Н. Линник [1989], подверженных в той или иной степени деструкции, ТМ не способны к подобным превращениям. Они могут лишь перераспределяться между отдельными компонентами водных экосистем — водой, донными отложениями и биотой. Поэтому их необходимо рассматривать как постоянно присутствующие в экосистемах вещества. Совсем недавно исследования ТМ в поверхностных водоемах сводились только к определению валового их содержания. Однако такая оценка малообоснована, так как биологическая активность и химическая реакционная способность в природных водах определяется в значительной степени их состоянием — всей совокупностью сосуществующих физических и химических их форм (ионным потенциалом химических элементов, величиной pH и Eh, адсорбционными свойствами донных отложений и пр.). Наибольшей токсичностью обладают разнообразные металлоорганические соединения, способные проникать через клеточную мембрану.

В связи с этим необходимо изучение в воде Павловского водохранилища потенциальной возможности комплексообразования органических веществ и тяжелых металлов, так как при определенных условиях (добыче древесины) так называемая «подвижная» часть соединений металлов может переходить из твердой фазы в водную и служить очагом вторичного загрязнения.

Интерес к изучению влияния техногенеза на качество воды Павловского водохранилища вызван не только его отрицательным влиянием на рыбное хозяйство водохранилища, зону отдыха в этом районе, работу сооружений гидроузла и пр., а главным образом, влиянием на качество воды уфимских водозаборов, расположенных ниже.

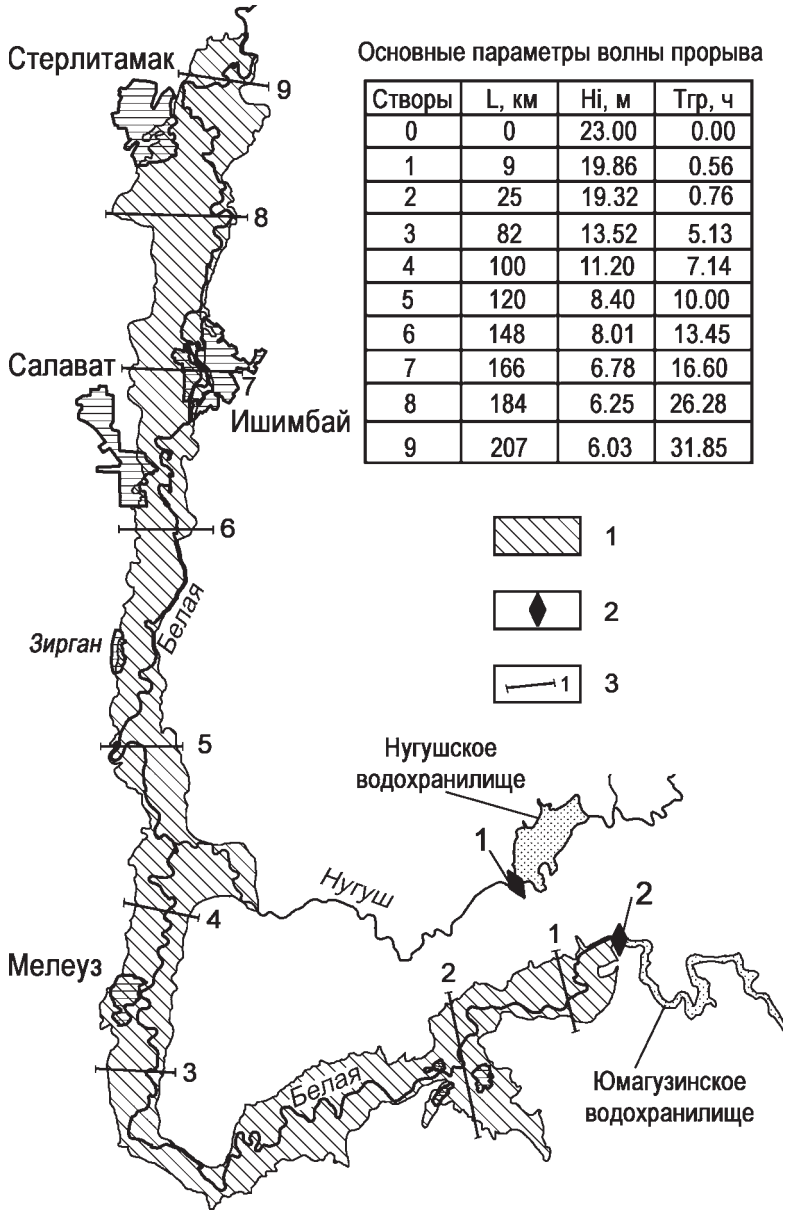
С проблемой охраны от загрязнения поверхностных вод р. Уфы неразрывно связано качество и количество ресурсов аллювиального водоносного горизонта долины, который каптирован несколькими водозаборами инфильтрационного типа (северный и южный водозаборы г. Уфы и другие) для обеспечения крупного централизованного

водоснабжения. Высокая производительность таких водозаборов объясняется, с одной стороны, хорошими фильтрационными свойствами аллювия и значительными эксплуатационными запасами подземных вод, а с другой,— наличием тесной гидравлической связи аллювиального горизонта с рекой Уфой, которая служит надежным источником восполнения запасов подземных вод. Количество речных вод, поступающих в скважины инфильтрационного водозабора, в зависимости от проницаемости аллювиальных отложений, кольматации русла и прочих факторов колеблется в широких пределах и может достигать 70–80% общей производительности водозабора этого типа.

В ходе миграции к водозабору за счет различных физико-химических процессов происходит улучшение качества речной воды: освобождение от механических примесей и патогенных бактерий, снижение содержания некоторых компонентов, главным образом, органического происхождения. Особую роль при оценке качества воды инфильтрационных водозаборов играют фенолы и другие органические соединения (диоксины, бенз(а)пирен и др.), которые относятся к токсичным веществам, и, кроме того, даже в небольших концентрациях придают воде неприятный специфический запах, усиливаемый при хлорировании. Присутствие в воде р. Белой фенолов и нефтепродуктов сверх допустимых норм является одним из основных факторов, ограничивающих создание в ее долине высокопроизводительных инфильтрационных водозаборов. Чрезвычайные происшествия, которые имели место на Южном водозаборе г. Уфы в 1990 году, когда содержание фенолов, диоксинов и прочих органических соединений в водопроводной воде достигало десятков и сотен ПДК, свидетельствуют, насколько актуальна охрана водных ресурсов бассейна р. Уфы от загрязнения.

Как уже отмечалось, в Башкортостане построено около 500 малых и средних гидротехнических сооружений (ГТС). Кроме них имеются крупные ГТС на реках Уфа, Белая, Нугуш, Буй. Имевший место ряд аварий на ГТС в России и Башкортостане (Тирлянская авария с человеческими жертвами) ставит ряд серьезных проблем по безопасности ГТС. Особую опасность представляют прорывы напорного фронта. Поэтому риск аварий ГТС неизбежен и подлежит оценке и анализу.

В большинстве случаев аварии плотин происходят в период их строительства или в начальный период эксплуатации — в течение 5–7 лет после наполнения водохранилища. За это время полностью проявляются дефекты производства работ, стабилизируются фильтрационный режим и деформации сооружения. Затем наступает длительный период — около 40–50 лет, когда состояние сооружения стабилизируется, и аварии маловероятны. После этого опасность аварий вновь увеличивается в результате развития анизотропии свойств строительных материалов, их старения и пр.




Основные параметры волны прорыва

| Створы | L, км | Hi, м | Тгр, ч |
|---|---|---|---|
| 0 | 0 | 23.00 | 0.00 |
| 1 | 9 | 19.86 | 0.56 |
| 2 | 25 | 19.32 | 0.76 |
| 3 | 82 | 13.52 | 5.13 |
| 4 | 100 | 11.20 | 7.14 |
| 5 | 120 | 8.40 | 10.00 |
| 6 | 148 | 8.01 | 13.45 |
| 7 | 166 | 6.78 | 16.60 |
| 8 | 184 | 6.25 | 26.28 |
| 9 | 207 | 6.03 | 31.85 |

**Рис. 27. Зона возможного затопления волной прорыва Юмагузинского водохранилища [Юмагузинское…, 1999 г.]**

1 — зона возможного затопления; 2 — створы плотин: 1 — Нугушского водохранилища, 2 — Юмагузинского водохранилища; 3 — расчетные створы добегания волны прорыва (L — расстояние от плотины, Hi — высота волны прорыва на створе, Тгр — время добегания гребня волны прорыва до створа)

По статистическим данным, повреждения и аварии имели место на 6,6% зарегистрированных плотин из грунтовых материалов; при этом повреждения основания составили 25%, тела плотины — 47%, водосбросов — 23% и прочие повреждения — 5%.

За последние 10–15 лет на водохозяйственных объектах России отмечалось значительное снижение уровня надежности и увеличение опасности возникновения аварийных ситуаций в связи с общим снижением уровня надзора за их безопасностью, сокращением объемов и снижением качества ремонтных работ. Проведенное в июле 1994 г. МЧС России совместно с Роскомводом обследование ГТС в Пермской, Свердловской и Челябинской областях показало, что в аварийном и предаварийном состоянии находятся плотины 12% водохранилищ и 20% накопителей стоков вследствие повреждения ответственных элементов водосбросов, затворов, усиленной фильтрации, переполнения и других причин [Методические..., 2000].

При составлении проекта Юмагузинского водохранилища выполнена оценка зоны возможного затопления волной прорыва (рис. 27). Высота волны оценивается от 23 до 6 м, при этом в зону затопления попадают 80 сельских населенных пунктов и 4 города (частичное затопление гг. Мелеуза, Салавата, Ишимбая, Стерлитамака).

Опасность затопления населенных пунктов и г. Уфы существует в случае образования волны прорыва Павловского водохранилища. Последствия аварии плотины этого водохранилища (объем 1,4 км$^3$) могут быть более масштабными, по сравнению с Юмагузинским водохранилищем.

# Глава 4.
# ВЛИЯНИЕ ТЕХНОГЕНЕЗА НА ПОДЗЕМНУЮ ГИДРОСФЕРУ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Геологическая среда в пределах урбанизированных территорий представляет собой сложную постоянно изменяющуюся природно-техногенную систему. Здесь происходит интенсивная трансформация химического состава вод и изменение естественного взаимодействия в системе вода – порода – газ – органическое вещество. В формирующихся техногенных водоносных горизонтах обнаруживаются такие концентрации различных химических элементов, которые для естественных условий формирования подземных вод являются уникальными (аномальными), а с экологических позиций — устрашающими [Абдрахманов, 1993; Сает и др.,1990; Бахирева и др., 1989; Питьева, 1984; Тютюнова, 1987; Крайнов и др., 2004].

Объектом исследований является г. Уфа — один из наиболее крупных промышленных (нефтехимических, химических, машиностроительных и др.) центров России с населением свыше 1 миллиона человек.

## 4.1. Общая характеристика природных условий территории г. Уфы

Город расположен на востоке Русской равнины в пределах Прибельской холмисто-увалистой равнины. Абсолютные отметки колеблются от 80–85 (урезы рек Белой, Уфы) до 200–212 м (районы «Старой Уфы», парка «Гафури», междуречье Белой – Шугуровки). Основная часть города (жилая и промышленная) находится в пределах так называемого «Уфимского полуострова» (Бельско-Уфимская водораздельная равнина). Микрорайоны «Дема», «Сипайлово», «Затон», «Кооперативная поляна» и другие расположены в долинах рек Белой Уфы и Демы. «Уфимский полуостров» от долин Белой и Уфы почти повсеместно отделяется крутым уступом высотой 50–100 м. Ширина «полуострова» колеблется от 2–2,5 км в центральной части (район Лихачевской излучины) до 5–

7 км в северной и южной частях города, а протяженность его (с севера на юг) составляет около 30 км (рис. 28).

Бельско-Уфимская водораздельная равнина расчленена овражной сетью эрозионно-карстового происхождения, а также долинами рек Шугуровка (в северной) и Сутолока (в южной части города), протекающих почти параллельно Белой и Уфе с севера на юг.

В формировании рельефа «Уфимского полуострова», наряду с природными процессами (эрозия, карст и пр.), в последние годы активно участвуют и техногенные (засыпка оврагов, карстовых воронок, озер, намывные участки, возведение дамб, проходка канав и др.). Последние вызвали, в свою очередь, интенсификацию природных процессов — усиление суффозионно-карстовых и эрозионных явлений, подъем уровня грунтовых вод и, как следствие,— подтопление отдельных городских территорий [Абдрахманов, 1993; Абдрахманов, Мартин, 1993; Карст..., 2002].

Основную техногенную нагрузку несут реки, формирующиеся в пределах городской территории: Шугуровка и Сутолока. Река Шугуровка, правый приток р. Уфы (см. рис. 28), имеет длину 15 км, площадь водосброса 95 км$^2$, среднемноголетний расход 0,54 м$^3$/с (максимальный — 43, минимальный — 0,22). Она является накопителем сточных вод химических, нефтехимических и других предприятий северной части города, а также загрязненных поверхностных и подземных вод, поступающих с территории Уфимской городской свалки. Качество воды р. Шугуровки в значительной степени определяет качество воды южного водозабора г. Уфы, расположенного в 25 км ниже впадения ее в р. Уфу. Минерализация воды р. Шугуровки в устье колеблется в течение года от 0,63 до 1,01 г/л. Состав воды в устьевой части реки сульфатно-хлоридный, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и магниево-кальциевый. Тип воды преимущественно IIIа. Содержание ионов хлора — 99,3–457,0 мг/л (при фоновом содержании 10–15 мг/л), нитратов — 7,5–32,5 мг/л, аммония — до 3–8 мг/л, нефтепродуктов — 0,32–5,38 мг/л, фенолов — 0,008–0,014 мг/л, $C_{орг}$ — 8,4–18,2 мг/л, $БПК_5$ — 1,0–4,07 мг/л, различных металлов (меди, цинка, свинца, кадмия, хрома и др.) значительно превышает фон и ПДК их для открытых источников. Наибольшие концентрации тяжелых металлов обнаруживаются в прудах-накопителях, построенных на притоках реки Шугуровки. В верхнем накопителе, например, расположенном в основании бытовой свалки, содержание (мг/л): меди — от 0,029 до 0,27, свинца — от 0,008 до 0,042, кадмия — от 0,0003 до 0,004, цинка — от 0,13 до 0,61, железа — от 0,005 до 14,0, марганца — от 0,002 до 1,06, хрома — от 0,005 до 0,14, а в нижнем: меди — от 0,0026 до 0,02, свинца — от 0,003 до 0,004, кадмия — от 0,0026 до 0,003, цинка — от 0,1 до 0,18, железа — от 0,02 до 0,85, марганца — от 0,01 до 0,67, хрома — от 0,001 до 0,01. В пробе воды

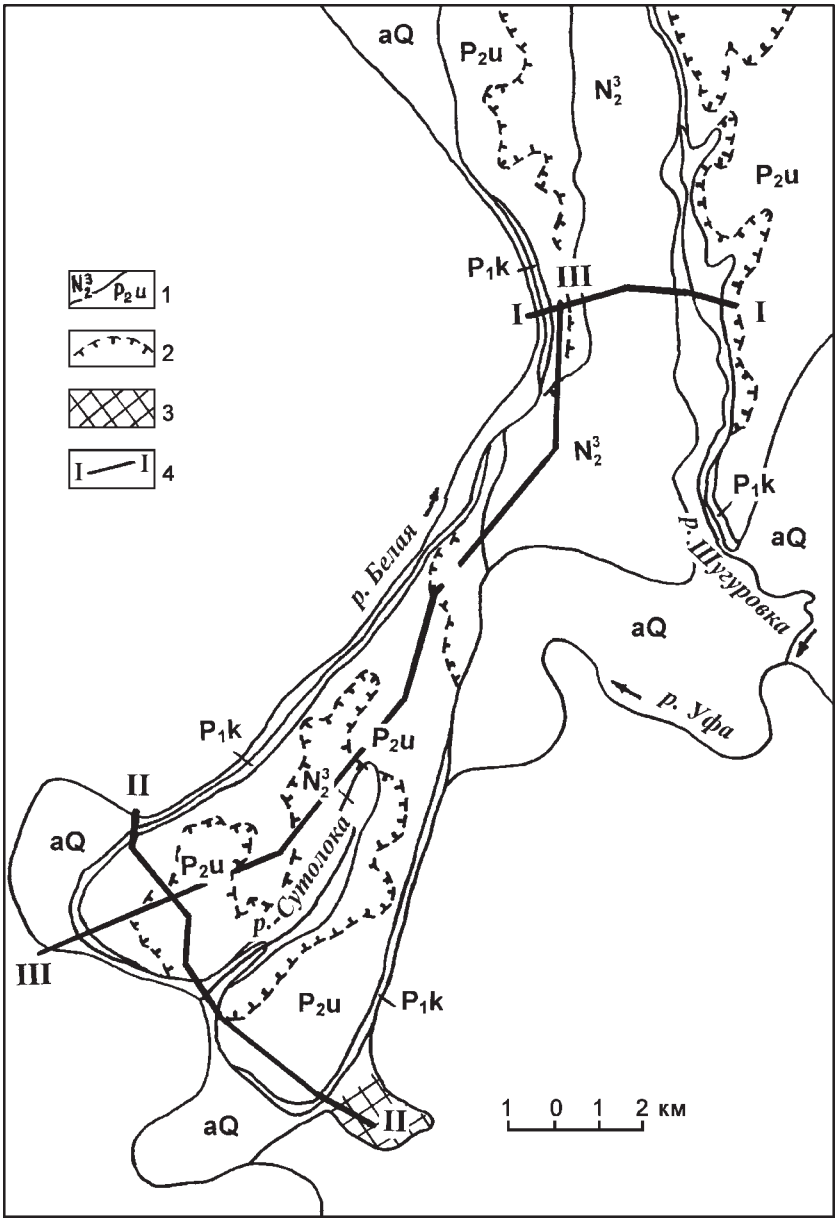



**Рис. 28. Гидрогеологическая схема «Уфимского полуострова» [Абдрахманов, Мартин, 1993]**

1 — гидростратиграфическая граница; 2 — граница развития грунтовых вод в неогеново-четвертичных отложениях; 3 — участок Южного водозабора; 4 — линия гидрогеологического разреза

верхнего пруда обнаружены диоксины (до 0,56 нг/дм$^3$ по суммарному эквиваленту загрязнения).

В период чрезвычайного происшествия, которое имело место на южном водозаборе г. Уфы весной 1990 г., когда содержание фенолов в водопроводной воде составляло десятки и сотни ПДК, в воде р. Шугуровки концентрация фенола достигла 26,3 мг/л (26300 ПДК) [Абдрахманов, 1993]. По данным Л.А. Федорова [1993], содержание диоксинов в р. Шугуровка и водопроводной воде в южной части г. Уфы превышало ПДК также во много раз. Подобные чрезвычайные происшествия в меньших или больших масштабах в бассейне р. Шугуровка происходят уже десятки лет. Они не исключаются и в последующие годы. С целью своевременного перехвата и защиты «южного» водозабора от попадания загрязненных высокотоксичными компонентами вод при чрезвычайных происшествиях рекомендуется создание гидротехнического сооружения на р. Шугуровка в створе с. Лопатино в 2 км ниже Тимашевского моста (рис. 29).

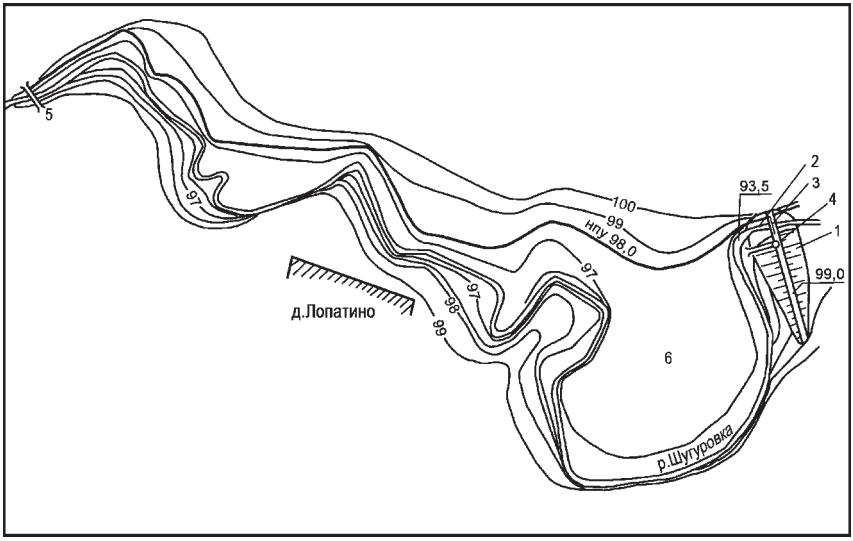



**Рис. 29. Проектируемое гидротехническое сооружение на р. Шугуровка [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — тело плотины; 2 — водосбросной канал; 3 — двухригельный затвор; 4 — насосная станция; 5 — Тимашевский мост; 6 — чаша пруда

Река Сутолока приурочена к одноименной синклинали, долина ее в низовье имеет ширину до 2–2,5 км. Длина реки 8 км, площадь водосбора 33 км$^2$, средний многолетний расход 0,16 м$^3$/с. Питание происходит

родниковым стоком (около 15 источников) и сточными водами, сбрасываемыми промышленными и коммунальными предприятиями. Химический состав воды реки гидрокарбонатно-сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и натриевый, тип воды II и Ша, минерализация — 0,58–1,05 г/л. Река сильно загрязнена различными органическими веществами ($NO_3$ — до 78,5, $NH_4$ — 7,4, $C_{орг.}$ — 22,6, нефтепродукты — 2,12 мг/л и др.) и металлами (Cu, Zn, Cr, Ni, Hg и др). В последние годы в связи с работой заводов не в полную нагрузку и строительством дороги — проспекта Салавата Юлаева (р. Сутолока в значительной степени «закрыта в трубу») сброс отходов в реку снизился и качество воды изменилось в лучшую сторону.

На качество поверхностных и подземных вод значительное влияние ***оказывают атмосферные осадки***, выпадающие в пределах территории города. Своеобразное местоположение города (перепад отметок от водораздельной поверхности к долинам рек до 100–120 м, окруженность его с трех сторон водными артериями, узкое и вытянутое положение и др.) вызывает формирование своеобразных климатических условий: инверсии в температуре, силе и направлении ветра, количестве осадков и пр. Среднегодовое количество осадков, по многолетним данным, составляет 571 мм (метеостанция Уфа – Дема).

Химический состав атмосферных осадков и минерализация характеризуются большой пестротой. Дождевая вода в северной (промышленной) части города преимущественно хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатная, а южной (жилой) — гидрокарбонатно-сульфатная и сульфатно-гидрокарбонатная. Среди катионов преобладают ионы кальция и магния. Тип воды IIIа, pH 6,35–6,95, Eh до +355 мВ.

Снеговая вода в зависимости от места отбора имеет минерализацию от 8 до 62 мг/л, pH — 6,4–7,6, Eh — от +210 до +285 мВ. Анионный состав достаточно пестрый (наряду с гидрокарбонатными и сульфатными ионами преобладающими иногда являются хлоридный и нитратный ионы), среди катионов доминирует кальций и редко — аммоний.

По данным многолетних наблюдений за составом атмосферных осадков по метеостанции Уфа [Черняева и др., 1978] минерализация их изменяется (см. табл. 4) от 7,4 до 67,1 мг/л (в среднем 31 мг/л). Крайние и средние значения (в скобках) концентрации основных ионов следующие (мг/л): гидрокарбонат — 0–25,4 (6,5), сульфат — 2–31,6 (11,6), хлор — 0,7–11,8 (3,9), кальций — 0,4–14,6 (4,3), магний — 0,2–4,0 (1,3), натрий — 0,2–15,1 (3,0), калий — 0,1–3,1 (1,0). Реакция среды, как правило, кислая (pH — 4,4–7,2, в среднем 6,2). Количество растворенных солей, выпадающих в год, составляет в среднем 20,2 т/км$^2$.

Атмосферные осадки в северной (промышленной) части насыщаются также бенз(а)пиреном. На площадках, окружающих промышленные нефтехимические предприятия г. Уфы, в воздухе отмечена концен-

трация бенз(а)пирена 1,5–4 нг/м$^3$ и более, что превышает ПДК (1 нг/м$^3$). Известно, что вдыхание воздуха с концентрацией бенз(а)пирена, равной ПДК для атмосферного воздуха, уже вызывает канцерогенный эффект [Израэль и др., 1992].

***В геолого-тектоническом отношении*** территория города расположена на восточной окраине Русской платформы, где кристаллический фундамент перекрыт мощной (до 8 км) толщей осадочных пород фанерозойского возраста. В верхней части чехла, обнажающейся здесь, развиты пермские, неогеновые и четвертичные отложения (см. рис. 28).

Четвертичные отложения развиты в долинах рек Белой, Уфы и на Бельско-Уфимском междуречье. В долинах рек они представлены аллювиальными (aQ) галечниками и песками (нижняя часть разреза) мощностью 10–15, иногда до 25–30 м. Сверху они перекрыты перигляциальными глинистыми осадками (супеси, суглинки, глины). Мощность последних колеблется от 1–3 до 15–20 м (рис. 30).

На Бельско-Уфимском междуречье четвертичные (Q, $N_2^3$–$Q_1$) элювиально-делювиальные осадки (участками это нерасчлененные неогеново-четвертичные общесыртовые отложения) повсеместно покрывают более древние породы. Представлены они глинами, суглинками мощностью от 0,5–2 до 10–15 м.

Неогеновая система в долинах рек Белой и Уфы представлена кинельской свитой ($N_2^3$kn), выполняющей переуглубленную их часть, а на Бельско-Уфимском междуречье (бассейны рек Шугуровки и Сутолоки) — нерасчлененными акчагыльским ($N_2^3$ak) и апшеронским ($N_2^3$ap) ярусами. Кинельская свита в верхней части сложена плотными серыми глинами, а в основании — песками и галечниками общей мощностью до 70–100 м. Акчагыльско-апшеронские осадки залегают на размытой поверхности уфимского яруса, а в бассейне р. Шугуровки — и на кинельских глинах. Представлены они красновато-коричневыми, серовато-коричневыми плотными глинами, в нижней части с прослоями песков. Общая мощность их достигает 50 м.

В зоне активного водообмена пермская система на территории г. Уфы представлена уфимским (соликамский и шешминский горизонты) и кунгурским (иренский горизонт) ярусами.

Уфимский ярус ($P_2$ss, $P_2$sl) залегает согласно на кунгурских породах. В местах максимального подъема кровли кунгурского яруса разрез представлен только соликамским горизонтом ($P_2$sl) — частым переслаиванием известняков, глинистых доломитов, мергелей, загипсованных аргиллитоподобных глин, алевролитов и песчаников общей мощностью до 15–25 м. В центральной части Бельско-Уфимского междуречья, где породы залегают синклинально, мощность уфимского яруса увеличивается до 60 м и более. Здесь он сложен, наряду с соликамскими,

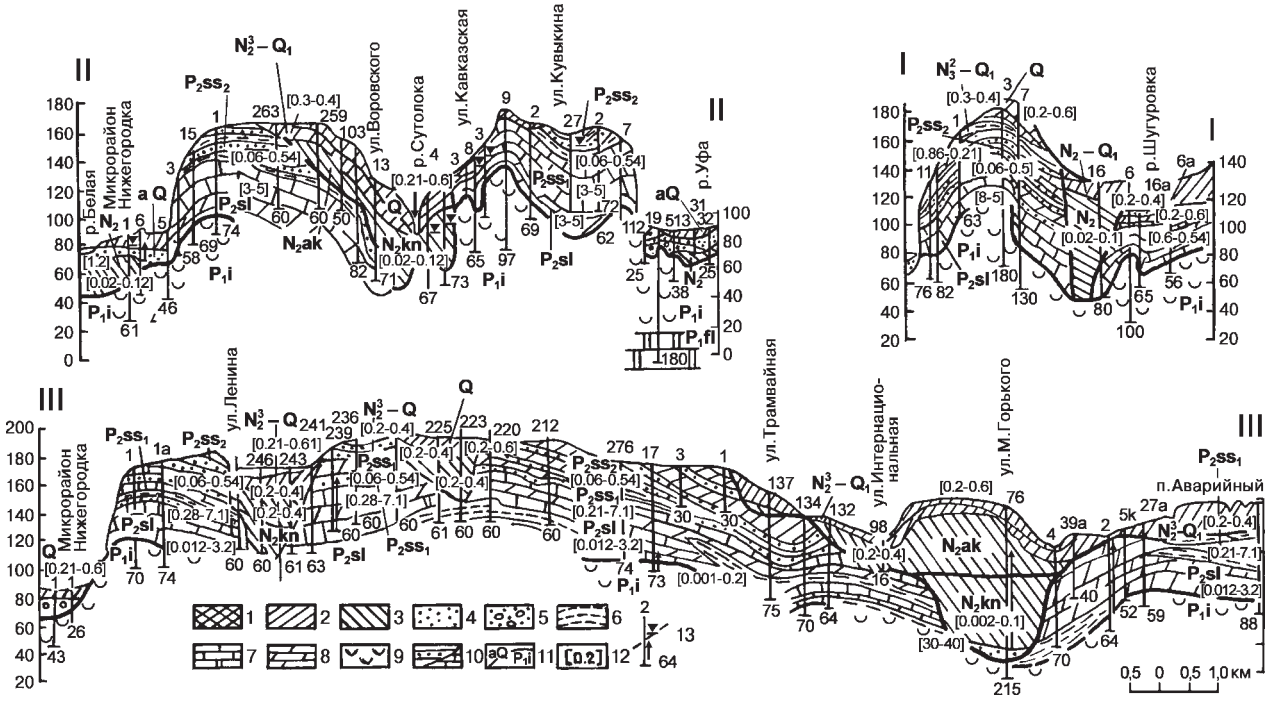



**Рис. 30. Гидрогеологические разрезы «Уфимского полуострова» [Абдрахманов, Мартин, 1993]**

1–9 — водоносные породы: 1 — насыпной грунт, 2 — суглинки, 3 — глины, 4 — пески, песчаники, 5 — песчано-галечниковые отложения, 6 — глины аргиллитоподобные, 7 — известняки, доломиты, 8 — мергели, 9 — гипсы; 10 — литологическая граница; 11 — гидростратиграфическая граница, 12 — коэффициент фильтрации пород (м/сут); 13 — скважина: наверху — номер по первоисточнику, внизу — глубина скважины, справа — штрихами показан уровень грунтовых вод, стрелка соответствует напору вод

и шешминскими ($P_2ss$) отложениями (песчаниками, часто загипсованными, аргиллитоподобными глинами, алевролитами, известняками).

Иренский горизонт кунгурского яруса ($P_1i$) сложен светло-серыми гипсами и ангидритами с прослоями загипсованных глин и доломитов. Они обнажаются в основании крутых берегов рек Белой и Уфы. В центральной части междуречья, где отложения залегают синклинально (см. рис. 30), описываемые породы вскрываются скважинами ниже урезов Белой и Уфы. Мощность яруса в районе г. Уфы до 340 м.

***В пределах города развиты грунтовые водоносные горизонты*** в аллювиальных четвертичных осадках долин рек Белой и Уфы, в акчагыльско-апшеронских отложениях, а также безнапорные или слабонапорные межпластовые водоносные горизонты в уфимском и кунгурском ярусах (см. рис. 30). На Бельско-Уфимском междуречье четвертичные и неогеново-четвертичные (общесыртовые) породы обводнены участками или вода в них появляется периодически (весной и осенью).

Питание всех водоносных горизонтов происходит путем инфильтрации атмосферных осадков. Кроме атмосферных осадков, в последние десятилетия значительную роль в пополнении запасов подземных вод, особенно первого от поверхности водоносного горизонта в неогеново-четвертичных отложениях, стали играть утечки из водопроводной и канализационной сетей, технологических установок, прудов-накопителей, биологических прудов и прочих емкостей. Обычно на месте утечки наблюдается подъем уровня подземных вод и формирование купола растекания в водоносном горизонте. Температура этих вод колеблется от 5–10 до 20–30°С, иногда до 90–100°С (порывы паро- и теплопроводов). Доля техногенного источника в пополнении подземных вод достигает 30–50% и более от природного [Абдрахманов, 1993].

Химический состав вод в жилой части города преимущественно гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый, магниево-кальциевый, тип — II и IIIа. Минерализация воды — 0,66–1,31 г/л. Содержание нитрат-иона — одного из основных показателей загрязненности подземных вод — составляет 15–60 мг/л, на отдельных участках — иногда до 150–200 и 1500 мг/л.

В промышленной части города подземные воды часто приобретают хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный кальциевый, натриево-кальциевый, магниево-кальциевый состав, что сопровождается переходом типа воды II в IIIб. Минерализация воды достигает 13,2 г/л [Абдрахманов, 1993; Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997].

Водоносные горизонты в акчагыльско-апшеронских и кинельских отложениях развиты в основном в северной части города (бассейн реки Шугуровки). Глубина залегания подземных вод колеблется от 3–10 до 30–40 м. Воды безнапорные или слабонапорные, а в кинельских базальных

галечниках — напорные (см. рис. 30). Обводнены преимущественно песчано-гравийные прослои (дебиты скважин изменяются от 0,8–4,5 до 85–87, а источников — от 2,5 до 10,5 $м^3$/сут). Коэффициент фильтрации (Кф) пород изменяется от $10^{-3}$ до $10^{-5}$ м/сут. Состав вод гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый (тип воды II), а на промышленных площадках — гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый (IIIб). Минерализация воды соответственно изменяется от 0,4 до 2,2 г/л.

Водоносный комплекс в уфимских отложениях имеет почти повсеместное распространение в пределах «Уфимского полуострова». В результате чередования в разрезе водопроницаемых (песчаники, известняки) и относительно водоупорных (глины, алевролиты) пород образуется система этажнорасположенных водоносных горизонтов, пластов и линз мощностью от 1–3 до 8–10 м со сложной гидравлической связью. Глубина залегания подземных вод от 2–10 м на склонах долин рек Белой и Уфы до 70 м в центральной части «Уфимского полуострова», где уфимские отложения перекрыты неогеново-четвертичными осадками. В последнем случае они приобретают напор до 30–40 м (см. рис. 30). Колебания уровней составляют 2–7 м. Питание комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и утечек из водонесущих коммуникаций непосредственно в уфимские отложения или в результате перетоков из неогеново-четвертичных отложений. Дебиты родников изменяются от долей до 5–10 л/с, а Кф пород — от 0,012 до 32 м/сут.

Минерализация вод колеблется от 0,43 до 1,84 г/л. На территории ОАО «Нефтехим» она достигает 2,5 г/л. Повышенная минерализация вызвана присутствием в воде сульфат-иона, а на участках интенсивного техногенного воздействия — также хлоридного и нитратного ионов. По составу воды гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые, магниево-кальциевые (тип II или IIIа). На отдельных участках они гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциевые, натриево-кальциевые типа IIIб.

Водоносность кунгурских отложений связана с их трещиноватостью и закарстованностью. В свою очередь, степень трещиноватости и закарстованности зависит от глубины эрозионного расчленения этих образований плейстоценовыми и плиоценовыми долинами рек системы Белой и Уфы. Мощность трещинно-карстовой зоны составляет от нескольких до 30–40 м. Вскрываются воды на глубинах от 10–20 до 100–120 м. Часто они напорные (до 50 м), в долинах рек иногда самоизливаются. Пьезометрические уровни устанавливаются на отметках 85–130, участками — 160 м. Разгрузка водоносного горизонта происходит в долины рек (в основном скрытая). Источники редки, дебит их составляет 0,04–2,5 л/с. По химическому составу воды обычно сульфатные кальциевые (1–2,5 г/л) типа II, а на промышленных площадках сульфатно-хлоридные кальциевые (2,1 г/л) типа IIIб.

Проникающие в гипсы кунгурского яруса из уфимских и неогеново-четвертичных отложений воды обладают высокой агрессивностью (дефицит насыщения гипсом достигает 2,0 г/л). Агрессивность резко повышается при поступлении в эти породы техногенных растворов и достигает 5–6 г/л.

Интенсивному проникновению загрязняющих веществ на большую глубину, практически на всю мощность зоны активного водообмена (до 70–100 м), и за короткое время (от 0,1–0,3 до 1–2 лет) способствуют геолого-геоморфологические условия территории г. Уфы. Как уже было отмечено, основная часть города (и жилая, и промышленная) расположена на Бельско-Уфимском водоразделе, сложенном хорошо проницаемыми сульфатно-карбонатными и терригенными породами. Глинистые отложения, определяющие защищенность подземных вод от загрязнения, маломощны или имеют локальное развитие. Развиты водоносные горизонты, пласты, линзы со сложным соотношением уровней. В гидрогеодинамическом отношении здесь наблюдается обратное соотношение уровней вод этажнорасположенных горизонтов с глубиной, что является необходимым условием возникновения нисходящих межпластовых перетоков.

## 4.2. Особенности распространения карста

Из приведенной характеристики природных условий следует, что в пределах территории г. Уфы и в ее окрестностях имеются все 4 условия (по Д.С. Соколову [1962]) для активного развития карстового и карстово-суффозионного процесса, а именно:

— повсеместное участие в геологическом разрезе растворимых в воде пород (гипсы, ангидриты, известняки, доломиты и мергели);
— их хорошая водопроницаемость (все перечисленные породы трещиноваты, участками сильно кавернозны);
— наличие движущихся подземных вод (почти повсеместно к ним приурочены подземные воды, разгружающиеся в долины рек Белой и Уфы);
— высокая агрессивность инфильтрационных вод к водовмещающим сульфатным и карбонатным породам.

Как известно, интенсивность карстового процесса зависит от многих факторов, таких как степень покрытости карстующихся пород некарстующимися, положение карстующихся пород по отношению к базису эрозии, вертикальный градиент фильтрации, коэффициент фильтрации, агрессивность вод, поступающих из вышележащих пород, хозяйственная деятельность человека и др. [Карст..., 2002]

Карст на территории г. Уфы и в ее окрестностях главным образом связан с кунгурскими гипсами и гипсоносными породами соликамского

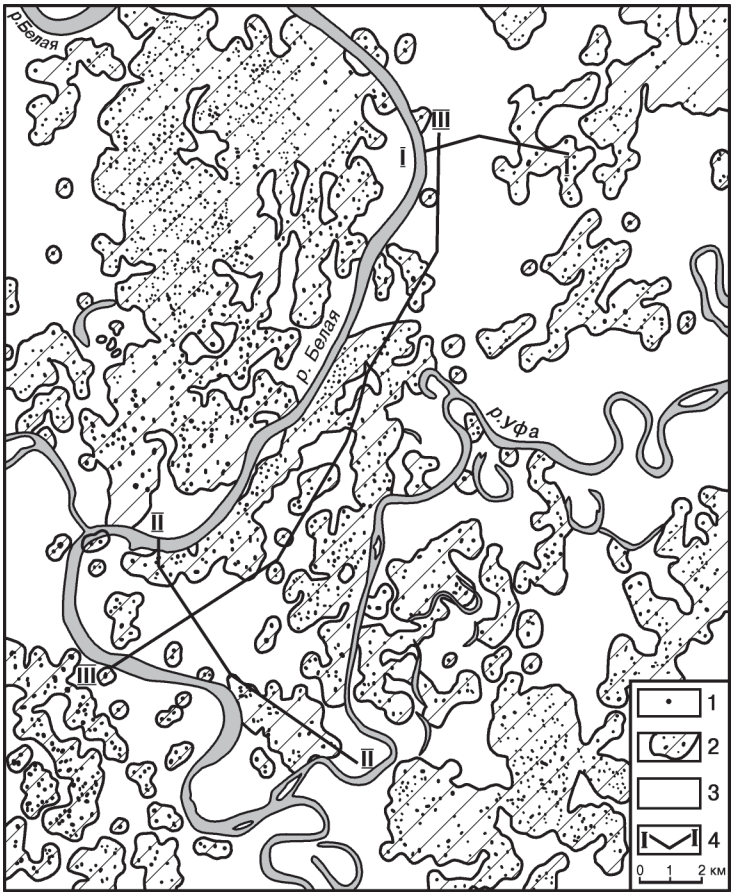



**Рис. 31. Карта закарстованности территории г. Уфы [Абдрахманов, Мартин, 1993]**

1 — карстовые воронки и провалы (территории неустойчивые и очень неустойчивые для строительства); 2 — территории вокруг воронок (недостаточно устойчивые и несколько пониженной устойчивости); 3 — территории за пределами карстовых полей (относительно устойчивые); 4 — линия гидрогеологического разреза (см. рис. 30)

и шешминского горизонтов и, в значительно меньшей степени,— с карбонатными соликамскими и шешминскими породами (рис. 31).

Согласно схеме типизации карста Башкортостана [Мартин, 1975], в пределах г. Уфы развиты три класса карста: сульфатный, карбонатный и карбонатно-сульфатный. По степени защищенности сверху некарстующимися породами преобладают два подкласса — перекрытый (камский) в пределах долин Белой и Уфы и закрытый (русский) на междуречье. Наряду с закрытым, на междуречье имеются участки перекрытого, покрытого и голого карста.

Структурно-тектоническое положение кровли карстующихся пород является одним из основных факторов, определяющих неравномерное развитие карста на междуречье. Установлено, что современный рельеф в пределах междуречья во многом был предопределен рельефом кровли гипсов. Долины рек Сутолоки и Шугуровки унаследовали отрицательные структурные формы по кровле гипсов, а возможно, и зоны тектонических нарушений. Карстовый процесс наиболее активен в пределах гипсовых куполовидных поднятий, особенно на участках, где они подрезаны эрозией вдоль правых крутых бортов долин рек Белой и Уфы.

Установлено закономерное сосредоточение карстопроявлений на участках выходов или близкого к поверхности залегания известняково-мергелистых пород соликамского и шешминского горизонтов (голый и покрытый карбонатный карст). Наиболее типичными участками распространения покрытого карбонатного карста являются присклоновые участки междуречья Белой и Уфы, выположенные склоны долин рек Сутолоки и Шугуровки.

Территории, где карстующиеся породы перекрыты сверху шешминскими красноцветами, характеризуются практически полным отсутствием поверхностных карстопроявлений: это большая часть Бельско-Сутолокского, Сутолокско-Уфимского и Бельско-Шугуровского платообразного междуречий с полигенетическим рельефом. Участки выклинивания шешминских терригенных пород, как правило, сопровождаются многочисленными воронками преимущественно карстово-суффозионного генезиса. Это обусловлено разгрузкой горизонта грунтовых вод, приуроченного к песчаникам, и поглощением в подстилающие карбонатные толщи, следствием чего является активизация карстово-суффозионного процесса вдоль таких зон перетоков.

Наибольшая плотность поверхностных карстопроявлений, связанных с карбонатным карстом, наблюдается в средней и верхней частях склонов долин рек Белой и Уфы, а также на локальных участках вдоль пологих склонов долин рек Сутолоки и Шугуровки, где известняково-мергелистые породы шешминской и соликамской свит залегают под маломощным чехлом четвертичных и общесыртовых глинистых отложений.

Карст, связанный с уфимскими карбонатными породами, ограничен их небольшой мощностью, рухляковым состоянием и относительно низкой водопроницаемостью, а потому поверхностные карстопроявления в них отличаются меньшим размером, чем в гипсах и, как правило, имеют суффозионно-карстовый генезис [Карст..., 2002].

В прибортовых частях палеодолин и оврагов (рис. 32), на участках примыкания к коренным склонам заполняющих их глинисто-суглинистых неогеново-четвертичных отложений, часто наблюдаются воронки

чисто суффозионного генезиса (воронка в парке им. Калинина, оседание на территории ГПТУ по ул. Нежинской и др.).

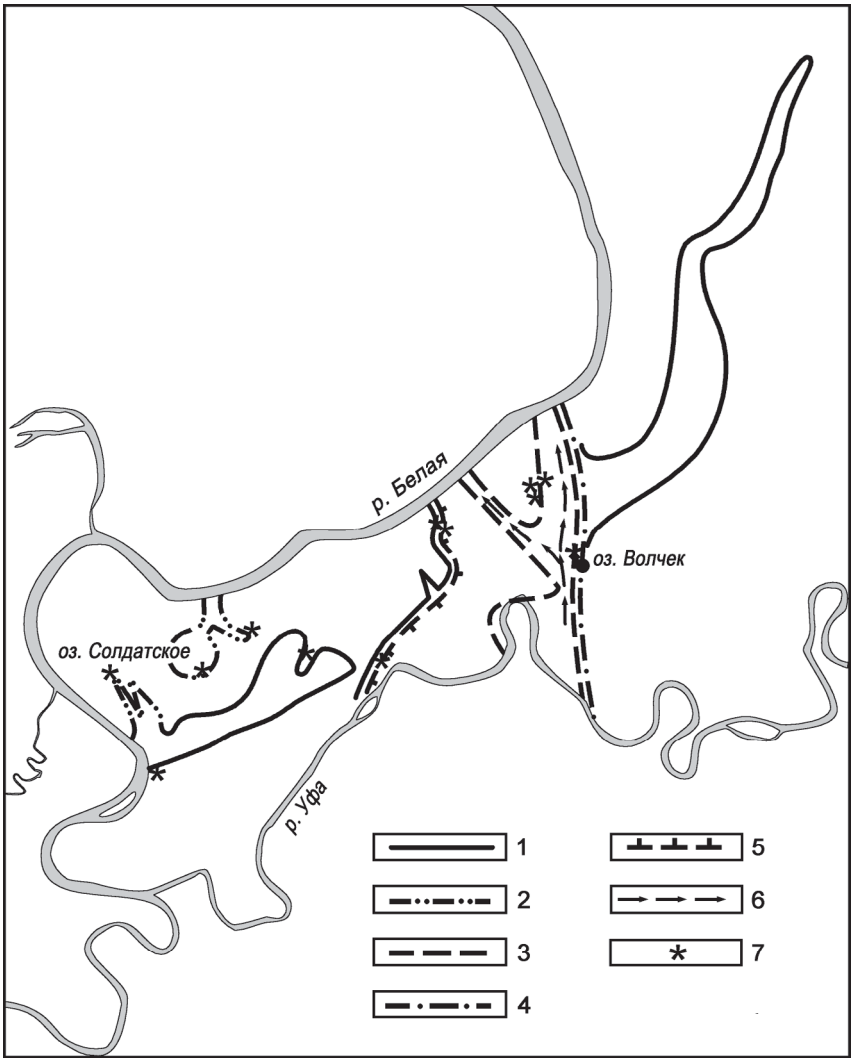



**Рис. 32. Схема расположения палеодолин и палеоврезов на «Уфимском полуострове» (по А.И. Травкину) [Карст..., 2002]**

1 — палеодолины; 2 — контур палеовреза; 3 — контур переуглубленного палеорусла; 4 — контур переуглубленной палеодолины; 5 — контур современного коренного склона, совпадающий с контуром палеодолины или палеовреза; 6 — ось палеорусла; 7 — участки с деформациями зданий (сооружений), приуроченные к борту палеодолины или палеовреза

Карст в гипсах во многом зависит от химического состава, структуры и степени выветрелости. Наиболее легкорастворим химически чистый, желвачной структуры гипс, менее растворим крупнокристаллический, наиболее часто встречающийся в разрезах.

Ведущую роль в карстово-суффозионном процессе на склонах долин рек Белой и Уфы играют трещины бортового отпора. Они отчленяют от основного массива пород крупные блоки карстующихся и перекрывающих их отложений. Это способствует прямому перехвату как поверхностных (талых и дождевых), так и подземных вод и, как следствие, активизации карста и суффозии вдоль этих трещин.

На крутых склонах речных долин карстующиеся породы сильно разбиты трещинами различного происхождения. Кроме трещин бортового отпора, широко развиты трещины напластования и выветривания.

Тектонические разрывные нарушения установлены по данным дешифрирования аэрофотоматериалов. Прежде всего четко прослеживается диагональная (планетарная) система трещин с простиранием СВ 30° и СЗ 300°. Кроме них установлены протяженные субмеридиональные и субширотные тектонические нарушения. Эти трещины унаследованы долинами Сутолоки и Шугуровки, вдоль них заложены некоторые прямолинейные отрезки русел Белой и Уфы [Карст..., 2002].

Изысканиями последних лет выявляется все более тесная связь поверхностных карстопроявлений (воронки, провалы) и деформаций зданий и сооружений с погребенными формами палеогидросети. Как правило, вдоль бортов древней гидросети, заполненной в настоящее время неогеново-четвертичными глинисто-суглинистыми отложениями, особенно в верховьях, встречаются погребенные карстово-суффозионные формы, а также провалы и оседания в современном рельефе, вызывающие деформации зданий и сооружений. В г. Уфе 30–40% деформированных зданий расположено в подобных условиях.

Древняя гидросеть выражена эрозионными врезами различной глубины в пермских породах, заполненными позже неогеновыми и четвертичными глинистыми отложениями. В пределах территории г. Уфы древняя эрозионная сеть была широко развита. Данные бурения и геофизические исследования позволяют проследить контуры переуглубленных (то есть наиболее глубоких) палеодолин и палеорусел в современных долинах рек Белой и Уфы (см. рис. 32).

Ширина древних эрозионных врезов в пределах современной долины реки Сутолоки достигает 800–950 м, а глубина 75 м. На бортах древних эрозионных врезов оказались 5-этажные жилые дома в районе Башкирского драмтеатра им. М. Гафури, Памятник борцам за революцию, 5-этажное здание республиканского центра начисления пенсий и пособий, здание больницы № 2 и аптечного склада, 9-этажные жилые дома по Уфимскому шоссе, корпуса 10 и 10а Уфимского приборостроительного

производственного объединения (УППО). Наиболее типичными примерами деформаций являются трещины в здании городского кожвендиспансера, административном здании АНК «Башнефть» и особенно — в здании спортзала – мастерских одного из ПТУ на ул. Нежинской (табл. 21).

В пределах междуречья установлены древние карстово-эрозионные котловины диаметром до 750–800 м, выполненные акчагыльскими глинами. К бортовой части такой котловины приурочено озеро «Солдатское», а также огромная, диаметром около 600 м, карстовая поглощающая воронка около Затонского мостового перехода через реку Белую.

Уступы современных склонов, совпадающие с уступами, обрамляющими палеодолину р. Уфы в северной части города, сопровождаются наибольшей современной активностью карстово-суффозионного процесса. К таким уступам приурочены карстово-суффозионные воронки и депрессии в парке им. Калинина, карстовые провалы и оползни карстового происхождения, которые привели к деформации домов и магистральной дороги в жилом районе «Сипайлово».

По данным А.И. Смирнова [1998], наиболее активно карст развивается на Уфимском карстовом косогоре. На нем сосредоточено около 300 карстовых форм (воронок, провалов, поноров, слепых оврагов). Плотность воронок составляет в среднем 36 на км$^2$, коэффициент закарстованности — 0,28%. В пределах оврагов он достигает 3–13%, а на межовражьях не превышает 0,04%, то есть последние почти не затронуты карстом. Это же подтверждается распределением карстовых форм. Из 26 карстовых провалов, образовавшихся в период с 1976 по 1988 г., 14 (54%) приурочено к днищам оврагов, 4 (15%) образовались на склонах оврагов и в подножье косогора, по 2 (8%) — на железнодорожном полотне и межовражьях. Глубина провалов до 1,2 м, диаметр не превышает 1,7 м. Частота провалов 0,33 случая в год на 1 км$^2$. Наблюдения показывают, что карстовые провалы наиболее часто возникают в дождливый (многоснежный) или же в следующий за ним год.

Самый крупный карстовый провал на карстовом косогоре произошел в 1927 году в основании коренного склона (в тыловом шве долины). Площадь провала составила 1500 м$^2$, глубина — 12–14 м, объем — 8000 м$^3$. На его засыпку, продолжавшуюся 14 дней, потребовалось 400 вагонов балласта.

Кроме естественных карстовых форм (воронки, котловины, пещеры и пр.) в пределах южной части «Уфимского полуострова» (в основном в междуречье Уфа – Сутолока) имеются многочисленные заброшенные открытые (карьеры) и подземные (штольни) горные выработки, где велась добыча гипса. Суммарная протяженность подземных выработок с входами в основании Пугачевской горы и напротив д. Н. Дудкино (правый берег р. Уфы) достигает нескольких километров. Необходимо

**Таблица 21**

Отказы оснований и фундаментов, связанные с карстовыми и карстово-суффозионными процессами и явлениями в г. Уфе [Карст…, 2002]

| № п/п | Название объекта | Годы начала строительства / начала деформации | Характер деформации | | | | | Причины деформации | | | | | | | | | Принятые меры противокарстовой защиты | | | Эффективность принятых мер | | Наличие мониторинга (временного) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Основание | | | Фундамент, конструкция здания | | Естественные | | | | | | | Техногенные | | | | | | | |
| | | | | | | | | Карст | | | | Гидродинамические условия | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | Сульфатный | | Сульфатно-карбонатный | | Долина | Склон долины | Междуречье (приискон) | | | | | | | | |
| | | | Карстовый провал | Оседание поверхности земли | Карстовые полости | Оседание | Трещины | Закрытый | Перекрытый | Закрытый | Перекрытый | Вертикальная восходящая фильтрация | Древние погреб. (верт. восходящ.) современные (верт. нисходящие) | Вертикальная нисходящая | Утечки из коммуникаций | Прочие причины | Устранение причины | В основании | По фкндаментам и конструкциям | В основании | По фундаментам и конструкциям | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
| 1 | Центр социальной защиты населения, ул. О.Галле, 9/1 | 1977 1979 | | + | | | + | | | + | | | | + | + | + | | + | + | + | + | + |
| 2 | Дом 193 по ул. Интернациональной | 1982 1984 | + | | | | | | | + | + | + | | | | | | + | | + | | + |

**Продолжение таблицы 21**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3 | 5-ти эт. жилые дома № 5а и 43а по ул. К маркса и Фрунзе | 1966 1984 | | + | | | + | | | + | | | | + | + | + | | + | + | + | + | + |
| 4 | Корпуса Б, В, Г на заводе им. Кирова | – 1974 | + | + | | | + | | | + | | | | + | + | + | | | + | | + | |
| 5 | Здание библиотечного техникума | – 1939 | | + | | | + | | | + | | | + | | + | + | | + | + | + | + | |
| 6 | Спортзал и мастерские ПТУ на ул. Нежинской | – 1975 | | + | | + | + | | | | + | + | | | | + | | + | | + | Снесено | |
| 7 | Школа № 96 в с. Михайловка | – 1963 | | + | | + | + | | + | | | + | | | | | | | | | | |
| 8 | 2-х эт. жилой дом №7 по ул. Садовой | – 1970 | + | | | + | + | | + | | | | + | | + | | + | + | + | + | + | |
| 9 | 2-х эт. дом №13 по ул. Вокзальной | – 1966 | + | | | | + | | | + | | | + | | + | | | Снесен | | | | |
| 10 | Кухня противотуберкулезного диспансера | – 1965 | + | | | | + | | | | | | + | | + | | | Снесена | | | | |
| 11 | Трамплин | – 1965 | + | Провал-оползень при подрезке склона | | | | | | + | | | + | | | + | | Сместили место стр-ва | | | | |
| 12 | Площадка строительства корпуса 10-10а УППО | – 1968 | + | | | Провал опоры | | | | + | | | + | | + | | | + | | | | |

**Окончание таблицы 21**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 13 | Здание кинотеатра «Луч» | 1953 1979 | | + | | | + | + | | + | | | + | | + | | + | | | + | | + |
| 14 | Котельная для ТРЗ | – 1978 | | | + | | | | + | | | + | | | | | + | + | | + | | |
| 15 | 2-х эт. жилой дом в д. Алексеевка | – 1986 | + | | | | Обнажилась свая + | | | | | + | | | | | | + | | | | |
| 16 | Частные дома на Уф. шоссе (ул. Саянская) | – 1975 | + серия провалов | | | | | + | | | | | + | | + | + | Снесены | | | | | |
| 17 | Насосная станция БОС завода УНПЗ им. XXII партсъезда | – 1981 | + в котловане | | | | | | + | | | + | | | | | + | + | + | + | + | |
| 18 | Здание Дома профсоюзов на ул. К.Маркса | – 1986 | | | + | | | | | + | | | | + | + | + | + | + | | + | | |
| 19 | Железнодорожное полотно на УМПО | – 1988 | + | | | | | | + | | | + | | | | + | | + | | + | | |
| 20 | 5-ти эт. жилой дом № 43 по ул. 50 лет СССР | – 1991 | + | | | | | + | | | | | + | | + | | + | | | + | | |
| 21 | Корпус 10-10а УППО | – 1980 | | + | | | | | | + | | | + | | + | | | + | | + | | + |
| 22 | 9-ти эт. жилой дом 5 в микрорайоне «ЦЭС-2» | 1976 1976 | | + | | + | + | | | + | | | + | | + | | | + | | + | | + |

отметить, что входы в эти штольни плохо закрыты, в связи с чем среди населения были несчастные случаи со смертельным исходом.

***Влияние хозяйственной деятельности человека на карстовый процесс.*** Рост города и освоение территорий, ранее считавшихся непригодными для градостроительных целей, неизбежно сопровождаются серьезным воздействием человека на геологическую среду. Это ведет к значительному изменению рельефа, уничтожению поверхностных микроформ, почвенного покрова, нарушению глинисто-суглинистого чехла покровных отложений, к изменению физико-механических свойств грунтов и гидрогеологической обстановки. В конечном счете все это часто вызывает активизацию опасных геологических процессов, и в особенности — карста и суффозии [Абдрахманов, Мартин, 1993; Карст..., 2002].

В одних случаях человеческая деятельность способствует активизации карста и суффозии, а в других — наоборот, препятствует. К числу факторов, способствующих развитию карстово-суффозионных процессов относятся:

— нарушение водоупорных свойств покровных отложений;
— возникновение техногенных источников формирования подземных вод (различного рода утечки из водонесущих коммуникаций);
— механическое воздействие производственно-технологических процессов (забивка свай, вибрационные нагрузки от механизмов и др.);
— загрязнение атмосферного воздуха, поверхностных и подземных вод агрессивными выбросами промышленных предприятий.

Влияние первого из перечисленных факторов сказывается при рытье многочисленных траншей для прокладки коммуникаций, планировочных работах, массовой проходке скважин при изысканиях и их некачественной ликвидации, в результате чего происходит искусственное ухудшение водоупоров и залегающие ниже карстующиеся породы становятся открытыми для дополнительного доступа воды.

Активизации карста, как было отмечено выше, способствуют также многочисленные заброшенные открытые (карьеры) и подземные (штольни) выработки, где велась добыча гипса для получения алебастра. Кроме того, сохранились очаги открытой и подземной кустарной добычи известняков во многих районах города (около автовокзала, в районе управления железной дороги, в Старой Уфе и других местах).

Второй фактор — один из наиболее существенных и является следствием неизбежных утечек из всех водонесущих коммуникаций (водопровод, канализация, теплосети). Расчеты показывают, что доля этих утечек в питании подземных вод достигает 25–30, иногда до 50% [Абдрахманов, Мартин, 1993]. Длительные утечки создают техногенные водоносные горизонты, что неизбежно ведет к активизации карстово-суффозионного процесса на потенциально предрасположенных к этому

территориях. В результате на таких участках образуются провалы и проседания и, как следствие, происходят деформации трасс, зданий и сооружений, а также загрязнение подземных вод. Почти 80% случаев карстовых провалов в г. Уфе и его окрестностях в той или иной мере связаны с утечками из водонесущих коммуникаций.

Факторы хозяйственной деятельности человека, препятствующие развитию карста:

— ликвидация поверхностных карстопроявлений;
— увеличение мощности водозащитного покрова над карстующимися отложениями;
— создание искусственных водозащитных покрытий на улицах и территории промышленных предприятий (асфальтирование, бетонирование и др.);
— упорядочение стока атмосферных вод путем создания ливневых коллекторов;
— проведение целенаправленных инженерных противокарстовых мероприятий профилактического плана и ликвидационного тампонажа глубинных форм карста;
— содержание в порядке подземных коммуникаций (водопроводной, канализационной, тепловой сетей и т.п.).

Многие поверхностные формы карста в городской черте в процессе застройки снивелированы, засыпаны. Наиболее существенной и эффективной мерой противодействия карстово-суффозионный процессу является осуществление плановых мер противокарстовой защиты, то есть управление карстовым процессом по заранее разработанной методике. Такие меры противокарстовой защиты проводятся на Уфимском карстовом косогоре для защиты железной дороги практически со времени ввода ее в эксплуатацию и включают:

— систематическое инженерно-геологическое наблюдение;
— отвод разгружающихся выше по склону подземных вод и формирующегося стока талых и дождевых вод через систему искусственных сооружений (шахты, штольни);
— искусственную ликвидацию поверхностных карстопроявлений и заполнение полостей под путями путем тампонажа.

Меры инженерной защиты закарстованных оснований зданий и сооружений в последние годы начали достаточно широко применяться в г. Уфе в связи с участившимися аварийными ситуациями. Наиболее часто применяется метод тампонажа закарстованного массива под зданиями (9-этажный дом по ул. Вологодской, корпус 10а приборостроительного объединения). Комбинированные методы: тампонаж в сочетании с погружением многосекционных свай и закреплением здания бандажами применены на доме № 4 по Уфимскому шоссе, здании Министерства социальной защиты населения РБ.

Возможность активизации карста следует учесть и при намечающемся строительстве метрополитена. Первый этап изысканий (1982 г.) под ТЭО метро глубокого заложения от остановки «Строительная» до ж/д станции «Бензин» показал, что участки пересечения трассой склонов долины р. Уфы и ее палеодолины являются опасными или потенциально опасными в карстовом отношении для будущей линии метро.

При варианте глубокого заложения метро применение конструктивных мер противокарстовой защиты практически невозможно. К тому же по трассе в районе улиц Российской и Руставели выявлен участок, который оценивается как неустойчивый в карстовом отношении и непригодный для строительства метро. Из-за сложности геолого-гидрогеологических условий отдельных участков и, самое главное, большой стоимости, первый вариант прокладки трассы не был одобрен [Абдрахманов, Мартин, 1993].

Проведенные позже (1987–1988 гг.) изыскания под метро мелкого заложения (до 15 м) по несколько иной трассе (смещенной полностью под проспект Октября) показали, что геолого-гидрогеологические условия строительства здесь в основном благоприятные. Лишь на трех небольших участках пересечения со склонами палеоэрозионных форм строительство тоннеля потребует применения конструктивных мер противокарстовой защиты. В существующих геолого-гидрогеологических условиях (с минимальным воздействием на геологическую среду, в частности на активизацию карста) более оптимальным является вариант метро мелкого заложения [Абдрахманов, Мартин, 1993].

Таким образом, широкое развитие на территории г. Уфы карстово-суффозионных процессов и связанных с ними проявлений поверхностных и подземных форм (воронок, провалов, слепых оврагов, каверн, полостей и пещер) является следствием не только естественных, но и активных техногенных факторов, причем воздействие последних во многом соизмеримо с природными. Совместное воздействие техногенного и естественного процессов ведет к резкому усилению карста и суффозии. Такие условия характерны для склоновых и присклоновых участков, где происходят перетоки грунтовых вод в нижезалегающие карстовые водоносные горизонты.

Зоны перетекания подземных вод и поглощения поверхностного стока вдоль склонов долин рек являются и потенциальными очагами загрязнения карстовых вод. Разгрузка этих вод в условиях перекрытого карста происходит вдоль палеорусел или через «гидрогеологические окна» в пределах долин рек Белой и Уфы, то есть уже в настоящее время имеются постоянные очаги питания аллювиальных вод загрязненными карстовыми водами, а следовательно, постоянного подтока их к существующим инфильтрационным водозаборам.

## 4.3. Геохимическое состояние подземных вод

Геологическая среда в пределах территории г. Уфы, как уже отмечалось, представляет собой сложную постоянно изменяющуюся природно-техногенную систему. Здесь происходит интенсивная трансформация химического состава вод и изменение естественного взаимодействия в системе подземная вода – порода – газ – органическое вещество.

В южной (жилой) части города основными компонентами — показателями загрязнения подземных вод являются соединения азота. Среди них геохимически наиболее устойчив нитрат-ион, содержание которого колеблется в источниках (родниках) от 8 (0,8%) до 200 мг/л (18,1%). Иногда в режимных скважинах концентрация его достигает 1100–1530 мг/л (45,7–67,6%), при этом минерализация воды достигает 2,9–3,0 г/л. В 38% источников в зимнее время содержание нитратов превышает требования СанПиН 2.1.4.1074–01 (45 мг/л). Вода источников, за редким исключением, жесткая (8,4–19,6 мг-экв), то есть не отвечает нормативным требованиям (менее 7,0 мг-экв). Содержание микроэлементов в целом ниже ПДК. Только марганец в отдельных источниках превышает ПДК в 5,5–6,5 раза. В районе УППО отмечено превышение по хрому (2,2 ПДК), ртути (до 2 ПДК) и некоторым другим элементам. Практически во всех источниках при опробовании в зимнее время (февраль) отмечено присутствие нефтепродуктов (до 0,1–0,2 мг/л, иногда до 0,72 мг/л), фенолов (до 30 ПДК) и других органических примесей. По микробиологическим показателям вода источников также мало благоприятна.

Режимные наблюдения за химическим составом и минерализацией воды источников свидетельствуют о том, что на участках, где антропогенное воздействие на подземные воды небольшое, эти показатели более стабильны. На участках, где вмешательство человека постоянное, они испытывают значительные колебания по сезонам года (максимальные концентрации в январе-феврале и июне-июле).

В промышленной (северной) части города (территории ОАО «Уфанефтехим», ОАО «Уфаоргсинтез», нефтеперерабатывающих заводов, городской свалки и др.) грунтовые воды часто приобретают хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридный кальциевый, натриево-кальциевый, магниево-кальциевый состав. Тип воды II (сульфатно-натриевый) переходит в IIIб (хлоркальциевый), одновременно возрастает минерализация подземных вод от 0,4 до 13,6 г/л. В них присутствуют тяжелые металлы, нефтепродукты, фенолы, диоксины. На территории свалки содержание тяжелых металлов в воде колеблется (мг/л): меди 0,002–27,9, свинца 0,05–9,4, кадмия 0,0003–1,29, цинка 13,0–63,6, железа 420,8–2540, марганца 7,2–31,6, хрома 0,8–15,3.

Суммарное содержание диоксинов в грунтовых водах на свалке от 1,01 до 18,57 нг/л (51–929 ПДК), в том числе 2,3,7,8–ТХДД (полихлорированных дибензо-n-диоксинов) — от 0,25 до 1,45 нг/л[1]. Кроме того, суммарное содержание полихлорированных дибензофуранов (ТХДФ) — от 1,05 до 6,72 нг/л, в том числе токсичных 2,3,7,8–ТХДФ от 0,25 до 0,9 нг/л (табл. 22).

**Таблица 22**

Содержание диоксинов и тяжелых металлов в грунтовых водах

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Территориия АО «Химпром» | Диоксины, нг/л | ТХДД | суммарн. | 0,3–7,5 |
| | | | 2,3,7,8 | 0,3–2,06 |
| | | ТХДФ | суммарн. | 0,25–0,3 |
| | | | 2,3,7,8 | 0,09–0,3 |
| Территория городской свалки | | ТХДД | суммарн. | 1,0–18,57 |
| | | | 2,3,7,8 | 0,25–1,45 |
| | | ТХДФ | суммарн. | 1,05–6,72 |
| | | | 2,3,7,8 | 0,25–0,9 |
| | Тяжелые металлы, мг/л | Cu | | 0,02–27,9 |
| | | Pb | | 0,04–9,4 |
| | | Cd | | 0,003–1,29 |
| | | Zn | | 13,0–63,6 |
| | | Mn | | 7,2–31,6 |
| | | Cr | | 0,8–15,6 |
| | | Fe | | 421–2540 |

Высокие концентрации диоксинов, фенолов, тяжелых металлов отмечаются и в горных породах, заключающих подземные воды. На территории свалки суммарное содержание ТХДФ на глубине 2 м достигает 12330 нг/кг, а наиболее токсичных 2,3,7,8–ТХДД 2530–7540 нг/кг (рис. 33). На глубине 4 м концентрация 2,3,7,8–ТХДД составляет 500 нг/кг, а суммарное содержание ТХДД — 1510 нг/кг.

Концентрация (мг/кг) меди изменяется с глубиной от 9191–500 (гл. 2–3 м) до 46,0 (5 м) и до 28 (16 м), свинца соответственно — 296–18,5, кадмия — 27,78–0,6, ртути — 2,8–0,04 [Абдрахманов, 1997; 1998].

В нижележащих водоносных горизонтах отмечены также высокие концентрации нитратов и нефтепродуктов; так, например, до 200–300 мг/л нитратов и до 85 мг/л нефтепродуктов в уфимском водоносном горизонте.

[1] Максимально допустимое содержание диоксинов в воде (пг = $10^{-12}$ мг/л, а нг = $10^{-9}$мг/л), принятое в России в 1991 г. — 20 пг/л (до 1991 г. — 0,26 пг/л, а в США — 0,013 пг/л [Федоров, 1993].

Даже воды кунгурских отложений, залегающие на глубине свыше 30–50 м, включая прилегающие к свалке территории заводов, содержат в очень высоких концентрациях нефтепродукты (до 26–104 мг/л), фенолы (до 0,035–9 мг/л), различные металлы (мг/л): железо — 18,8–44,4, марганец — 0,67–1,4, алюминий — 0,22–0,93.

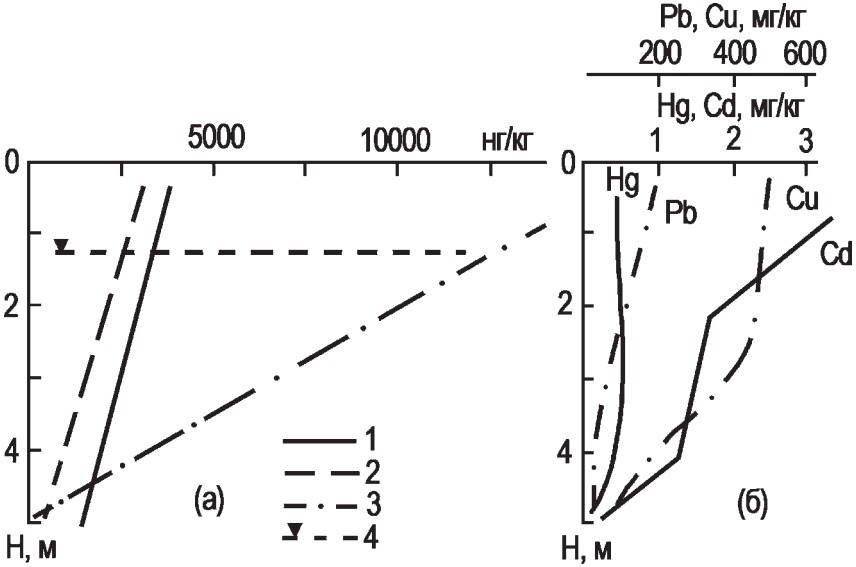



**Рис. 33. Изменение концентраций диоксинов (а) и ТМ (б) в горных породах на территории городской свалки [Абдрахманов, 1997]**

1 — суммарное содержание ТХДД; 2 — содержание 2,3,7,8–ТХДД, 3 — суммарное содержание ТХДФ; 4 — уровень грунтовых вод

Анализы проб воды и почвогрунтов выполнены в лабораториях НИИ БЖД (диоксины, тяжелые металлы, фенолы, нефтепродукты, пестициды и др.), Башкирского республиканского экологического центра (диоксины, пестициды, фенолы, тяжелые металлы и др.), ЦКЛ «Башкиргеология» (общий ионно-солевой состав подземных вод, водорастворимый и поглощенный комплексы почв, горных пород и др.). Определение свинца, кадмия, меди производилось методом инверсионной вольтамперометрии на полярографе UBA–3, а кобальта, никеля, цинка, марганца — методом атомно-адсорбционной спектрофотометрии на приборе «Carl Zeiss Jena» марки AAS–3, ртути — на анализаторе «Юлия–2М» методом атомной адсорбции холодного пара.

Диоксины анализировались на хромато-масс-спектрометрах фирмы Finnigan MAT INCOS 50 (США) с чувствительностью 100 пг

по 2,3,7,8-ТХДД и Auto Spec-Ultima фирмы VG (Англия) чувствительностью 1 пг по 2,3,7,8-ТХДД. Методика анализа основана на экстракции диоксинов органическими растворителями из проб воды, почвогрунтов, в которые предварительно вводится изотопномеченый стандарт. Далее экстракт очищается от сопутствующих соединений, мешающих определению диоксинов и анализируются с помощью сочетания газовой хроматографии и масс-спектрометрии в режиме селективного детектирования ионов с заданными массами [Диоксины, 1995].

В промышленной части города, где нефтеперерабатывающие, нефтехимические, химические и другие промышленные предприятия образуют гигантский источник загрязнения природной среды, в подземных водах, как указывалось, обнаруживаются аномально высокие концентрации многих химических соединений (органических и неорганических). Исследования показывают, что наиболее интенсивному воздействию геологическая среда подвергнута с поверхности до глубины 15–20 м. Диоксины и тяжелые металлы в почвогрунтах на территории промышленных предприятий концентрируются в приповерхностной зоне (до 5–7 м). В интервале глубин от 5–7 м до 20 м содержание их значительно уменьшается. Жидкие органические загрязнители и водорастворимые соли проникают практически на всю зону активной циркуляции.

Результатом являются источники, разгружающиеся из аллювиальных четвертичных галечников и гипсов кунгурского яруса в основании обрывистого склона долины р. Белой у нефтеналивных причалов 1 и 2 Уфимского нефтеперерабатывающего завода. Они представляют собой пластовые (до 40 м) выходы с суммарным дебитом всего 0,5–1,5 л/с и превышением над урезом воды р. Белой 0,5–0,7 м. Вода источников содержит сероводород (от 0,1–0,2 до 1,5–2 мг/л). Породы насыщены нефтью, местами они покрыты сухим битумом (площадью 5×40 м). Здесь в результате взаимодействия сульфатнасыщенных подземных вод и органических веществ происходит процесс сульфатредукции, протекающий с участием десульфирующих бактерий по схеме:

$$C_6H_{12}O_6 + 3\,CaSO_4 \rightarrow 3\,CO_2 + 3\,CaCO_3\downarrow + 3\,H_2S + 3\,H_2O + Q \text{ кал},$$

$$CO_2 + H_2O \leftrightarrow H^+ + HCO_3^-.$$

Как отмечают С.Р. Крайнов и др. [2004], процесс сульфатредукции в нейтральной среде может начинаться и при положительных значениях Eh, pH. Вода источников имеет pH — 7,4–7,78, а Eh колеблется от –10 до +100–150 мВ, минерализация воды — 0,9–2,3 г/л; состав — гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный магниево-кальциевый.

На территории ОАО «Химпром», сложенной глинистыми плиоценовыми породами (рис. 34), на глубинах до 20 м установлено присутст-

вие как в подземных водах, так и в породах фенолов, пестицидов (2,4-Д, 2,6-Д, 2,4-6Т и др.). Содержание фенолов (мг/л) в воде колеблется от 0,4 до 2575 (в породах от 0,26 до 500), 2,4-Д — от 0,21 до 425 (в породах 0,03–584), 2,6-Д — от 0,04 до 100 (в породах 0,001–320), 2,4-6Т — от 0,004 до 230 (в породах 0,005–200). В скважине глубиной 75 м, пробуренной на территории ОАО «Уфаоргсинтез» и вскрывшей породы четвертичного, неогенового, уфимского и кунгурского возраста, отмечено присутствие фенолов во всех интервалах. Причем с глубиной содержание их увеличивается в интервале 59–75 м и достигает 9 мг/л.

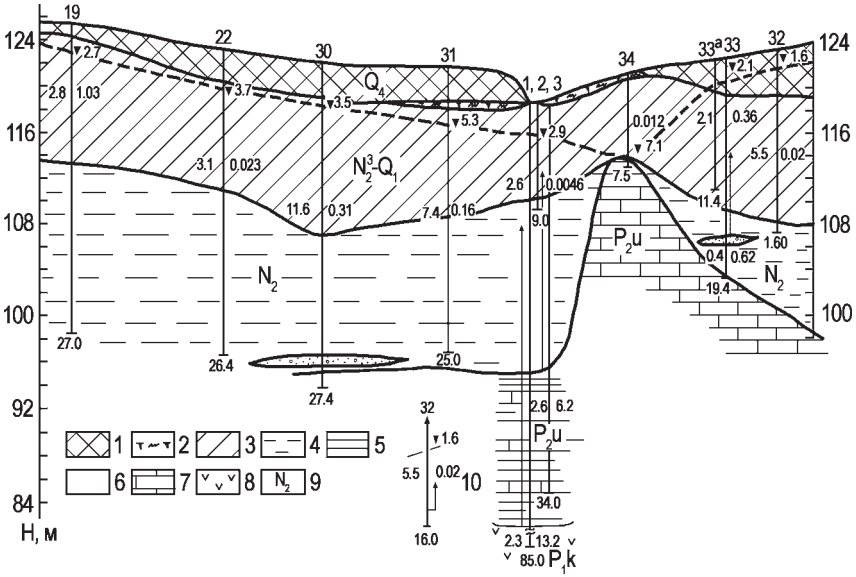



**Рис. 34. Гидрогеологический разрез территории ОАО «Уфанефтехим» [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — насыпной слой, 2 — почвенно-растительный слой, 3 — суглинки, глины, 4 — глины плотные, 5 — глины аргиллитоподобные, 6 — песчано-галечниковые отложения, 7 — известняки, 8 — гипсы, 9 — индекс водоносного горизонта, 10 — скважина (вверху — номер по первоисточнику, внизу — глубина скважины, м, штрихи — уровень грунтовых вод, стрелка соответствует напору вод, число слева — минерализация воды, г/л, справа — коэффициент фильтрации пород, м/сут)

На миграционные возможности этих ингредиентов в подземных водах большое влияние оказывают их растворимость в воде, концентрация и сорбируемость, минеральный, микроагрегатный состав, адсорбционные свойства пород и др. Опытными работами установлено, что сорбция фенолов глинистыми породами наиболее интенсивно протекает в течение первых пяти часов контакта грунта с загрязненным раствором,

достигая 40% сорбируемости пород. Затем интенсивность резко падает и за сутки достигает 50%. В дальнейшем процесс сорбции протекает равномерно и за 4–5 суток происходит «сработка» потенциальной поглотительной способности. На пятые сутки 80% фенолов инфильтруются через грунт, не подвергаясь сорбции.

Фенолы ($C_6H_5OH$ — одноатомный, $C_6H_4(OH)_2$ — двухатомный, $C_6H_3(OH)_3$ — трехатомный), имея удельную массу 1,071–1,453 г/л, при длительном поступлении путем свободной конвекции способны глубоко проникать в горные породы, что подтверждается натурными наблюдениями (присутствием их в подземных водах на глубине до 75 м). Они растворимы и в воде, и в органических растворителях.

Пестициды, которые относятся к хлорированным углеводородам, слаборастворимы в воде. При поступлении в почвы и породы они удерживаются сорбционными силами. Концентрация пестицидов в почвогрунтах находится в прямой зависимости от минерального состава пород, присутствия других органических веществ, pH среды, температуры и пр. Интенсивность сорбции пестицидов зависит от суммарной удельной поверхности сорбентов, которая падает от глин к супесям. Она максимальна для монтмориллонитовых глин — до 500–800 $м^2$/г. Отмечается зависимость комплексообразования пестицидов и от состава обменных катионов глинистых минералов.

Неогеново-четвертичные глинистые породы, развитые в промышленной зоне, обладают в целом высокими сорбционными свойствами. Емкость поглощенного комплекса (ПК) их составляет в 100 г 43,2–46,1 ммоль (рис. 35). В нем доминируют двухвалентные катионы (до 97,5–98,6%): кальций — 83,2–87,8% и магний — 10,3–14,1%. Глинистые минералы представлены группой монтмориллонита (80–85%), содержание гидрослюд не превышает 10–15%, а каолинита — 3–5% [Попов, Абдрахманов, Тугуши, 1992].

Воздействие стоков химических и других предприятий, как уже отмечалось, особенно интенсивно проявляется до глубины 10–20 м. В стоках этих предприятий обычно присутствуют, наряду с поглощаемыми, и непоглощаемые вещества, а также лиганды (адденды), которые с катионами раствора образуют комплексные соединения, сильно снижающие адсорбцию катионов и емкость ПК до 24,9–11,65 ммоль/100 г. При этом содержание кальция в ПК падает до 43,3%, соответственно резко возрастает концентрация натрия (до 47,1%). Калий в ПК пород присутствует в небольших количествах — 0,9–2,3%.

На территории свалки и нефтехимических предприятий происходят резкие изменения и в составе водорастворимых солей глинистых отложений. Если за пределами этих предприятий водные вытяжки из пород имеют минерализацию всего 76,6–105,6 мг/100 г, то на их территории концентрация растворов достигает 936–1222 мг/100 г. Среди

анионов преобладают хлоридный (23,5–41,1%) и нитратный (22,9–59,5%) ионы (см. рис. 35). Доля гидрокарбонат-иона падает до 12,9%. Среди катионов доминирует ион натрия (39,1–74,4%). При этом содержание кальция снижается до 23,1–12,4% против 80,2–56,7%. Концентрация магния невысокая (3,1–10,4%, иногда до 19,3%), а калия — в пределах 0,7–10,1%. С глубины 8–10 м минерализация водных вытяжек снижается до 200–307 мг-экв/100 г. Здесь же максимальны показатели ПК (46,4–53,9 ммоль/100 г).

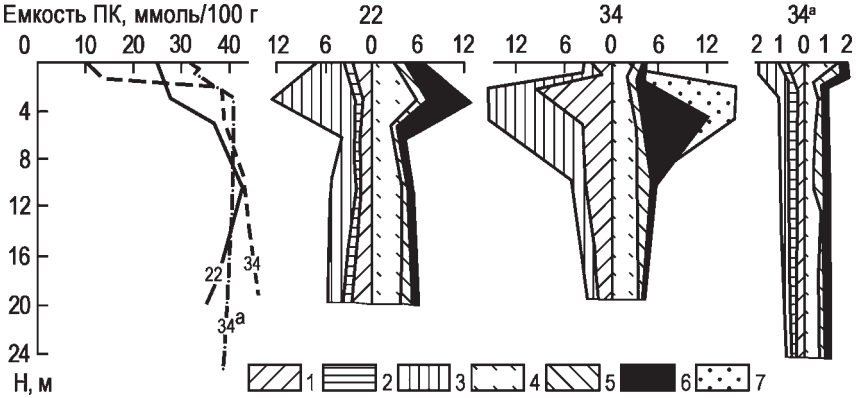



**Рис. 35. Изменение емкости поглощенного комплекса и состава поровых растворов глинистых пород на территории ОАО «Уфанефтехим» (рис. 34, скв. 22, 34) и за его пределами [Абдрахманов, 1993]**

1–7 — ионы: 1 — кальциевый, 2 — магниевый, 3 — натриевый и калиевый, 4 — гидрокарбонатный, 5 — сульфатный, 6 — хлоридный, 7 — нитратный

Тяжелые металлы активно сорбируются на поверхности глинистых частиц, входят в состав кристаллических решеток и образуют собственные минералы в результате изоморфного замещения. На характер распределения по глубине тяжелых металлов влияют емкость ПК, наличие геохимического барьера, состав пород, содержание органических веществ и пр. Накопившиеся в почвогрунтах тяжелые металлы медленно удаляются при выщелачивании. Период полуудаления составляет для цинка — 70–150, кадмия — 13–110, меди — 310–1500, свинца — 740–5900 лет [Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989]. Процесс самоочищения пород практически приближается к бесконечности.

Геохимическая судьба диоксинов в геологической среде слабо изучена. Известно [Диоксины..., 1990], что диоксины весьма стойкие соединения. Они слаборастворимы в воде, но хорошо растворяются в органических растворителях, образуются как побочные продукты при некоторых химических процессах. В геологической среде г. Уфы появление

диоксинов главным образом связано с крупнейшим не только в России, но и в мире производством хлорсодержащих гербицидов 2,4,5-Т и 2,4-Д в ОАО «Уфанефтехим». Диоксины сильно абсорбируются почвогрунтами, где они, благодаря химической стабильности к биоразложению, могут сохраняться в течение многих лет. Период полураспада в почве наиболее токсичных 2,3,7,8-ТХДД составляет 10–20 лет, причем он считается сильно заниженным [Федоров, 1993].

Миграционные возможности диоксинов в подземной гидросфере не изучены. В ряде работ [Диоксины..., 1990; Федоров, 1993] предполагалась возможность проникновения их в почвенный слой на незначительную глубину. В целом считалось, что диоксины накапливаются только в гумусовом горизонте (до глубины 20–30 см). Данные для г. Уфы, полученные в ходе исследований по программе «Диоксины» [1995], позволяют утверждать, что диоксины вместе с другими органическими соединениями проникают в подземные воды на значительную глубину. По неполным пока данным на территории ОАО «Уфанефтехим» в высоких концентрациях они обнаруживаются на глубинах до 10–15 м, а на территории городской свалки — до 20 м [Абдрахманов, 1997, 1998].

Параметры миграции диоксинов и тяжелых металлов в подземной гидросфере, по-видимому, близки. Это подтверждается сравнением глубины проникновения диоксинов и тяжелых металлов в глинистые породы на территории городской свалки. Как видно из рис. 33, характер миграции и глубина проникновения этих веществ совпадают. Миграция происходит в водонасыщенной среде (pH — 6,73–6,83).

В результате исследований по программе «Диоксины» [1995] выявлена значительная загрязненность почв, горных пород и подземных вод диоксинами и родственными соединениями также в районах Михайловского и Цветаевского полигонов по захоронению токсичных промышленных отходов городов Стерлитамака и Салавата. Высокие концентрации диоксинов (до 71580 нг/кг) обнаруживаются в породах и на территории ОАО «Каустик», ОАО «Каучук» и других химических производств этих городов.

## 4.4. Эколого-геохимическое значение Уфимской городской свалки

Одной из причин ухудшения экологического состояния г. Уфы является несовершенство сложившейся к настоящему времени системы образования, перемещения, способов обработки и утилизации городских бытовых и промышленных отходов [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997; Зайнуллин, Абдрахманов и др., 2005].

Основные составляющие отходов в городе: нефтеотходы, древесина, бумага, резина, текстиль, кожа, строительный мусор, формовочная земля, гальванические отходы, отходы химического производства. В перечень токсичных отходов входят: ртутные лампы, отходы, содержащие шестивалентный хром и хлорид бария, хлорорганические соединения, полициклическую ароматику и др. Ежегодно более 200 тыс. т отходов складируются на территориях предприятий, свыше 50 тыс. т вывозится на городскую свалку или выбрасывается на необустроенные свалки.

Основным приемником отходов является Уфимская городская свалка. Свалка расположена в северной части г. Уфы (рис. 36) в пределах так называемого «Уфимского полуострова» (Бельско-Уфимская водораздельная равнина). Участок свалки с запада и северо-запада ограничен р. Шугуровка и ее левым притоком ручьем Стеклянка (рис. 37), а с востока и юго-востока — ручьем Фирсов (левый приток р. Шугуровка). Абсолютные отметки колеблются от 80–85 м (урезы рек Белая и Уфа) до 116–130 м (урезы реки Шугуровка, ручьев Стеклянка, Фирсов), 142 м (нижние пруды-накопители промышленных стоков) и 187 м (верхние пруды-накопители). Свалка бытовых отходов находится на отметках 165–171 м.

Сток атмосферных осадков с участка свалки осуществляется в реку Шугуровка и руч. Фирсов. Склоны рек довольно крутые, слабо задернованные. В ручей Фирсов поступает основная часть загрязненных поверхностных и подземных вод.

Химический состав воды ручья Фирсов в течение года подвергается значительным колебаниям. Минерализация воды колеблется от 0,1 до 0,9 г/л, содержание хлоридного иона — основного показателя загрязненности воды — выше свалки не превышает 7,1–28,4 мг/л, а ниже свалки достигает 114,8–166,8 мг/л.

Состав воды изменяется от гидрокарбонатного кальциево-натриевого до сульфатно-хлоридного, хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого, магниево-натриево-кальциевого, тип воды — I, II и IIIа, pH — 7,38–8,3. Содержание биогенных элементов в воде невысокое ($NO_3^+$ — 6,0–12 мг/л, $NH_4^+$ — 0,53–3,0 мг/л), а фенолов — превышает ПДК в 53–55 раз.

Наибольшие концентрации тяжелых металлов обнаруживаются в прудах-накопителях. В верхнем накопителе, расположенном в основании бытовой свалки, содержание (мг/л): меди — от 0,029 до 0,27, свинца — от 0,008 до 0,042, кадмия — от 0,0003 до 0,004, цинка — от 0,13 до 0,61, железа — 0,005 до 14,0, марганца — от 0,002 до 1,06, хрома — от 0,005 до 0,14, а в нижнем: меди — от 0,0026 до 0,02, свинца — от 0,003 до 0,004, кадмия — от 0,0026 до 0,003, цинка — от 0,1 до 0,18, железа — от 0,02 до 0,85, марганца — от 0,01 до 0,67, хрома — от 0,001 до 0,01. В пробе воды верхнего пруда обнаружены диоксины (до 0,56 нг/л по суммарному эквиваленту загрязнения).

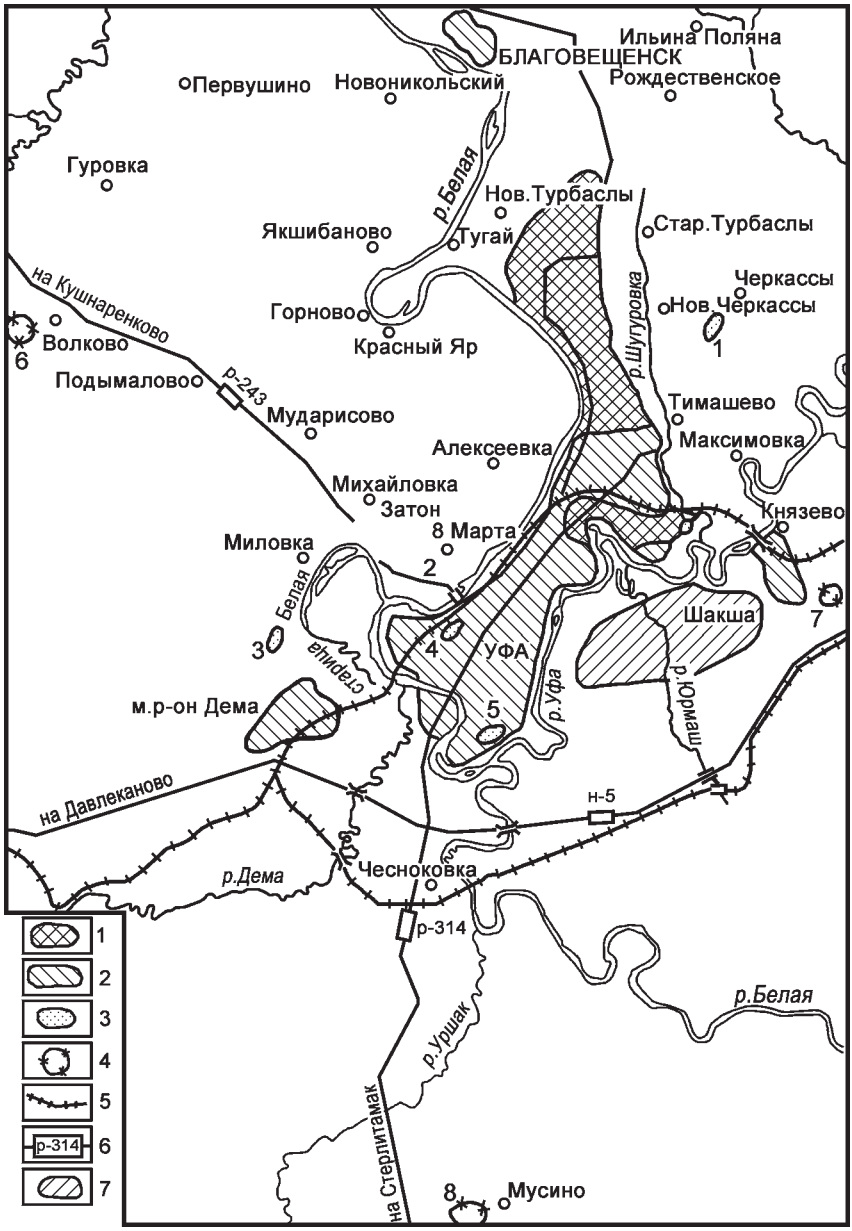



**Рис. 36. Карта расположения существующих и проектируемых свалок [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — промышленные предприятия; 2 — жилая зона; 3 — старые и эксплуатируемые свалки (1 — Уфимская городская свалка); 4 — проектируемые свалки; 5 — железные дороги; 6 — автомобильные дороги; 7 — перспективные районы застройки г. Уфы

**Гидрогеологические условия участка свалки** характеризуются наличием подземных вод в четвертичных, неогеновых, уфимских и кунгурских отложениях (рис. 38, 39).

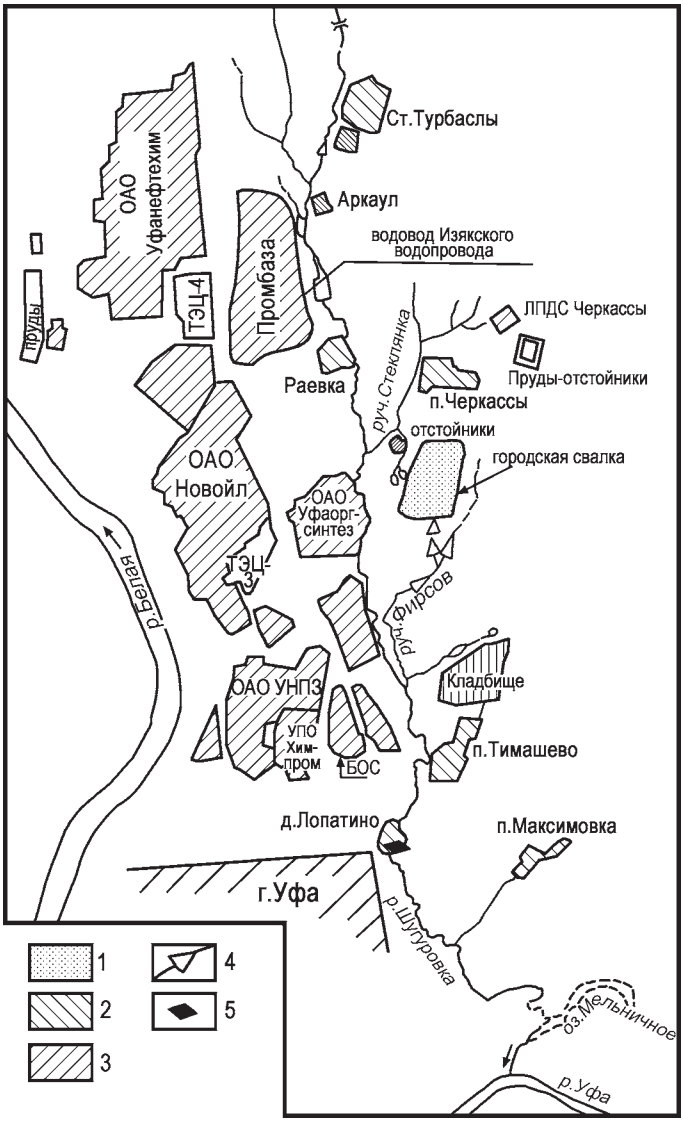



**Рис. 37 . Потенциальные источники загрязнения бассейна р. Шугуровка [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — городская свалка; 2 — жилая зона (населенные пункты); 3 — промышленная зона (предприятия); 4 — защитные пруды; 5 — проектируемое гидротехническое сооружение

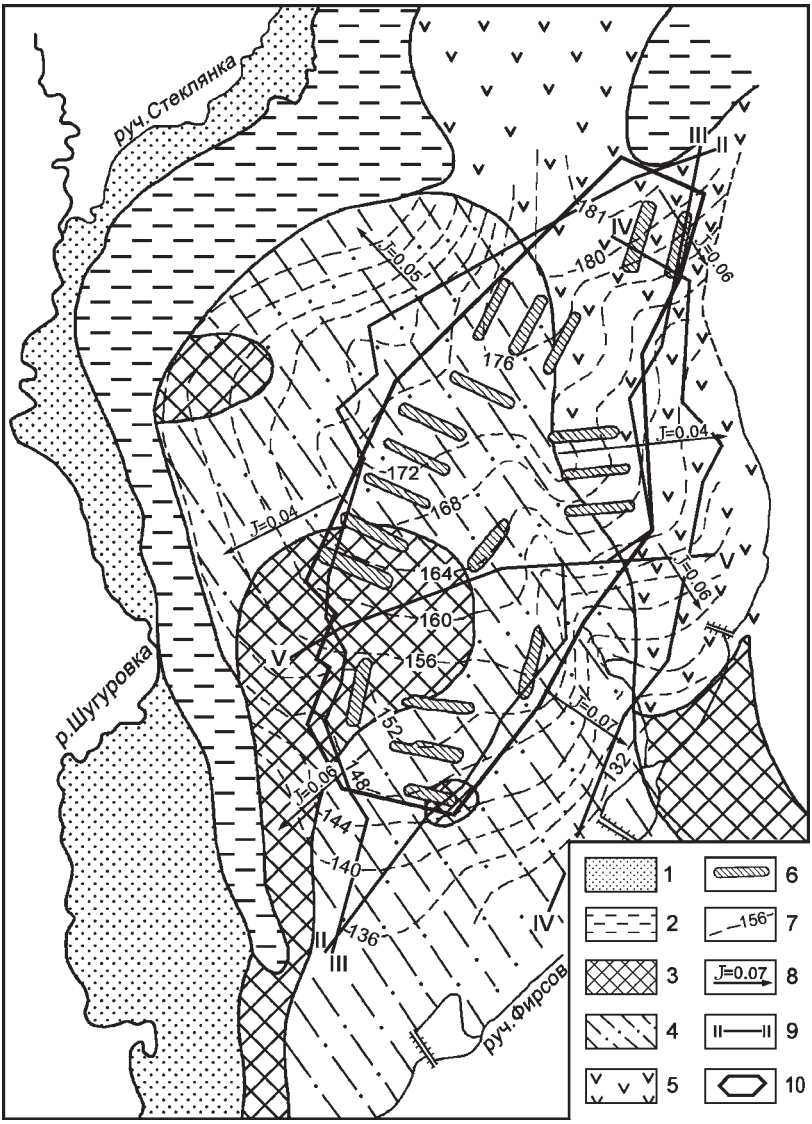



**Рис. 38. Карта гидроизогипс и распространения подземных вод в междуречье Шугуровка – Фирсов [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — водоносный горизонт в аллювиальных четвертичных отложениях; 2 — водоносный комплекс в уфимских отложениях; 3 — воды спорадического распространения в неогеновых отложениях; 4, 5 — грунтовые воды в четвертичных и общесыртовых отложениях, распространенных: 4 — на неогеновых отложениях, 5 — на уфимских отложениях; 6 — пруды-накопители промышленных сточных вод; 7 — гидроизогипсы (м); 8 — гидравлические уклоны грунтовых вод; 9 — линия гидрогеологического разреза; 10 — граница защитных мероприятий

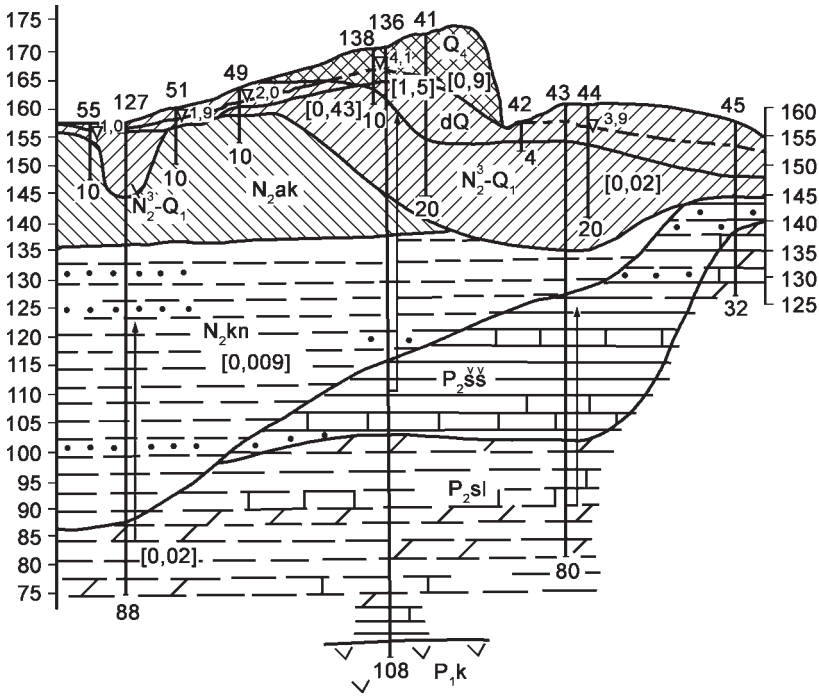



**Рис. 39. Гидрогеологический разрез по линии V–V**

Условные обозначения см. рис. 30

Горизонт грунтовых вод приурочен к делювиальным суглинкам и глинам четвертичного возраста, а на участках их выклинивания — к общесыртовым глинам. Грунтовые воды залегают на глубинах 0,5–9,8 м, но преимущественно — на глубине 2,0–4,0 м. Мощность горизонта 1,5–9,4 м, средняя — 5,5 м. Абсолютные отметки уровня вод изменяются от 127,1 м на юге участка до 194,1 м на северо-востоке. Движение потока грунтовых вод (J) происходит с северо-востока на юг и на запад (от водораздела к ручью Фирсов и р. Шугуровка; см. рис. 38). На карте гидроизогипс вырисовываются три купола растекания грунтовых вод, которые располагаются под резервуарами с нефтеотходами. В западной части участка происходит переток грунтовых вод в породы соликамского горизонта, слагающие коренной склон р. Шугуровка.

Коэффициенты фильтрации (Кф) четвертичных глинистых отложений составляют 0,02–2,8 м/сут. Наибольшие значения Кф (>1,0 м/сут) наблюдаются на юго-востоке, в районе правого отвержка ручья Фирсов, наименьшие — на правом склоне долины ручья Фирсов. На большей части площади распространения горизонта грунтовых вод

Кф равен 0,1–0,5 м/сут. Кф насыпных грунтов изменяется от 1,6 до 17,9 м/сут. Подъем уровня грунтовых вод в весенний паводок составляет 1,0–2,4 м, а в осенний — 0,8–1,5 м; уклоны уровня — 0,02–0,08 (в среднем 0,04).

Аллювиальный четвертичный водоносный горизонт развит в долине р. Шугуровка. Уровень аллювиальных вод зафиксирован на глубине 0,5–1,4 м от дневной поверхности. Этот горизонт имеет распространение за пределами участка исследований.

Подземные воды в неогеновых отложениях приурочены преимущественно к гравийно-щебнистым грунтам, залегающим в толще или в основании неогеновых глин. Они обладают напором, величина которого достигает 9–28,9 м. На участках, где неогеновые породы выходят на поверхность, воды образуют единый горизонт с водами в делювиальных четвертичных отложениях. Глубина залегания уровня 1,0–3,0 м.

В отложениях уфимского яруса подземные воды приурочены к прослоям известняков и мергелей. Они вскрыты на глубине 20,0–88,0 м и являются напорными. Величина напора под кровлей водоносных пластов изменяется от 3,9 до 46,9 м. Максимальная величина напора наблюдается в центральной части площадки, где уфимский ярус перекрыт мощной толщей глин неогена. Уровни вод устанавливаются на глубинах от 8,0 до 41,0 м. Коэффициент фильтрации водовмещающих пород изменяется в основном от 0,02 до 8,7 м/сут. По результатам налива в трещиноватые известняки получен коэффициент фильтрации, равный 33,5 м/сут.

Карстовые воды в кунгурском ярусе приурочены к прикровельной выщелоченной, трещиноватой и закарстованной части гипсов. Степень трещиноватости и закарстованности зависит от глубины эрозионного расчленения этих образований плейстоценовыми и плиоценовыми долинами рек системы Белой и Уфы. Мощность трещинно-карстовой зоны изменяется от нескольких до 30–40 м. Воды вскрываются на глубинах 38,8–105 м. Высота напора составляет 33,0–68,0 м, абсолютные отметки установившегося уровня — 111,2 м (долина р. Шугуровки), 134,8 м (водораздельное пространство), а пьезометрические уровни зафиксированы на глубине 1,15–30,5 м (см. рис. 34, 39). Направление движения карстовых вод с северо-востока на юго-запад. Уклон потока равен 0,008. Коэффициенты фильтрации гипсов изменяются от 2,6 до 65 м/сут. Наибольшие значения характеризуют ослабленные (трещиноватые и закарстованные) зоны.

Анализ соотношения уровней подземных вод в этажнорасположенных горизонтах четвертичного, неогенового и пермского возраста свидетельствует о тенденциях нисходящих перетоков через слабопроницаемые слои, гидрогеологические «окна» преимущественно лито-

лого-фациального происхождения. Величины вертикальных градиентов фильтрации изменяются от 0,1 (южная часть) до 1,5–2 (центральная и северная часть).

Вертикальный переток загрязненных грунтовых вод в уфимский водоносный комплекс колеблется от 0,1 до 3,0 м$^3$/сут. Он, в первую очередь, определяется высокими градиентами фильтрации (до 2) и позволяет проникать супертоксикантам на глубину до 100 м, вплоть до регионального водоупора. В подобной ситуации не исключаются дальние латеральные переносы загрязняющих веществ в трещиноватых и закарстованных уфимских и кунгурских отложениях до р. Шугуровка и даже р. Уфа.

Оценка времени достижения загрязняющих веществ с поверхности земли до уровня грунтовых вод рассчитывалась по формуле [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]:

$$t = \frac{m \cdot \mu}{\sqrt[3]{\left(Q/F\right)^2 \cdot K}}$$

где $m$ — мощность зоны аэрации, м; $\mu$ — дефицит влажности (0,1); $Q$ — инфильтрационное питание, м$^3$/сут.; $F$ — площадь на которой происходит инфильтрация, м$^2$; $K$ — коэффициент фильтрации пород зоны аэрации, м/сут.; отношение $Q/F$ — это слой ($h$) инфильтрующихся осадков, мм.

Среднемноголетнее годовое количество осадков 1% обеспеченности по станции Уфа на расчетный год составляет 769 мм, а испарение — 439 мм. Слой осадков ($h$) за год составляет 330 мм, а в сутки равен 0,0009 м.

Следует отметить, что основное питание грунтовых вод происходит в теплое время года (с апреля по октябрь), в холодное время (с ноября по март) питание уменьшается на 30–40%.

Расчет времени достижения загрязняющих веществ до уровня грунтовых вод, выполненный на персональном компьютере, показал, что для различных точек территории свалки оно не превышает 200 суток. Судя по карте гидроизогипс и линиям тока (см. рис. 38), разгрузка грунтовых вод происходит в основном в ручей Фирсов. Дальность растекания стоков по потоку определяется по формуле:

$$X = R_{св} \cdot \left(\sqrt{1 + Q_{св} \cdot t/3{,}14 \cdot n_a \cdot m \cdot R_{св}^2} - 1\right) + V_c \cdot t/n,$$

где $R_{св}$ — радиус хранилища стоков, м; $Q_{св}$ — расход стоков на инфильтрацию, м$^3$/сут.; $t$ — расчетное время растекания стоков (3650 сут., то есть 10 лет); $n_a$ — активная пористость водоносных пород (0,35); $m$ — средняя

мощность горизонта грунтовых вод, м (10); $V_c$ — скорость движения грунтовых вод, м/сут (0,008) ($V_c = I \cdot K$, где $I$ — уклон подземного потока, определенный по карте гидроизогипс, $K$ — средневзвешенный коэффициент фильтрации на пути грунтового потока).

$$R_{св} = \sqrt{a^2 + b^2},$$

где $a$ — длина свалки (1575 м); $b$ — ширина свалки (800 м).

$$R_{св} = \sqrt{1575^2 + 800^2} = 1766 \text{ м}.$$

$$Q_{св} = h \cdot F,$$

$$F = p \cdot R^2_{св} = 3{,}14 \cdot 1766^2 = 9792894 \text{ м}^2.$$

Следовательно

$$Q_{св} = 0{,}0009 \cdot 9792894 = 8814 \text{ м}^3/\text{сут.},$$

Дальность растекания рассчитываем:

$$X = 1766 \cdot \left( \sqrt{1 + 8814 \cdot \frac{3650}{3{,}14} \cdot 0{,}35 \cdot 10 \cdot 1766^2} - 1 \right) + 0{,}008 \cdot \frac{3650}{0{,}35} = 775 \text{ м}.$$

Таким образом, перенос загрязнения грунтовым потоком происходит за 10 лет на 775 м. Исходя из того, что складирование промышленных и бытовых отходов производится уже около 40 лет, а расстояние мест складирования до ручья Фирсов составляет 300–500 м, можно считать, что загрязнение уже достигло дрен.

Влияние городской свалки на реки Шугуровка и Уфа проявляется в основном через ручей Фирсов. Годовой объем стока с территории свалки (соответствующий годовой сумме осадков) достигает следующих значений: при 1%-ой обеспеченности — 234 тыс. м$^3$, 5%-ой — 214 тыс. м$^3$ и 10%-ой — 204 тыс. м$^3$.

Из годового объема осадков, выпавших на массив свалки в условиях складирования, по схеме выравнивания: 70% стока приходится на испарение, 15% составляет фильтрат и 15% — поверхностный сток.

Поверхностный сток в створе верхнего пруда на ручей Фирсов (площадь водозабора 0,23 км$^2$) 1%-ой обеспеченности составляет 53,9 тыс. м$^3$/год, в том числе годовой объем талых вод — 52,9 тыс. м$^3$, дождевых вод — 3,9 тыс. м$^3$, максимальный суточный объем дождевых вод 1%-ой вероятности достигает 0,748 м$^3$.

Поверхностный сток в створе нижнего пруда (площадь водосбора 0,31 км$^2$) 1%-ой обеспеченности составляет 19,8 тыс. м$^3$/год, в том числе объем талых вод 18,4 тыс. м$^3$/год, дождевых вод 1,4 тыс. м$^3$/год. Подземный сток с территории свалки оценен для створов верхнего и нижнего

прудов. Общий расход подземного стока в верхний пруд составляет 76,2 м$^3$/сут., в нижний пруд — 110 м$^3$/сут.

Для разработки системы защитных мероприятий с целью предотвращения загрязнения подземных и поверхностных вод (в том числе р. Уфа) разработана математическая модель Уфимской городской свалки (рис. 40). Природно-техногенная геофильтрационная система свалки представляет собой совокупность параметрически интерпретированных метеорологических, гидрологических и гидрогеологических условий, направленности взаимосвязи поверхностных и грунтовых вод и их испарения, взаимодействие которых приводит к соответствующим уровенному, гидродинамическому и водобалансовому режимам.

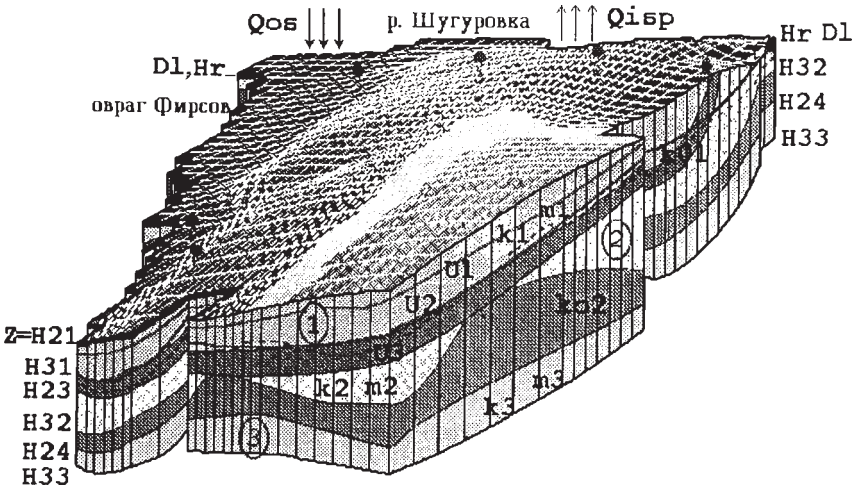



**Рис. 40. Натурная модель участка свалки [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — водоносный горизонт в отложениях $Q_{3+4}$ и $N_2^3$–$Q_1$; 2 — водоносный горизонт в отложениях $N_2^3ak_2$ и $P_2u$; 3 — водоносный горизонт в отложениях $P_1kg$

Не останавливаясь на деталях модели, которая подробно описана в нашей работе [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997], отметим только, что результаты математического моделирования позволили разработать систему защитных мероприятий для предотвращения загрязнения подземных и поверхностных вод, которая включает два вида дренажа: горизонтальный и вертикальный (рис. 41).

*Горизонтальный дренаж* (по контуру свалки) необходим для предотвращения растекания загрязненных грунтовых вод за пределы территории свалки. В то же время, горизонтальные дрены, расположенные

кольцом вокруг свалки, не исключают вертикальную фильтрацию, а, следовательно, загрязнение нижележащих водоносных горизонтов.

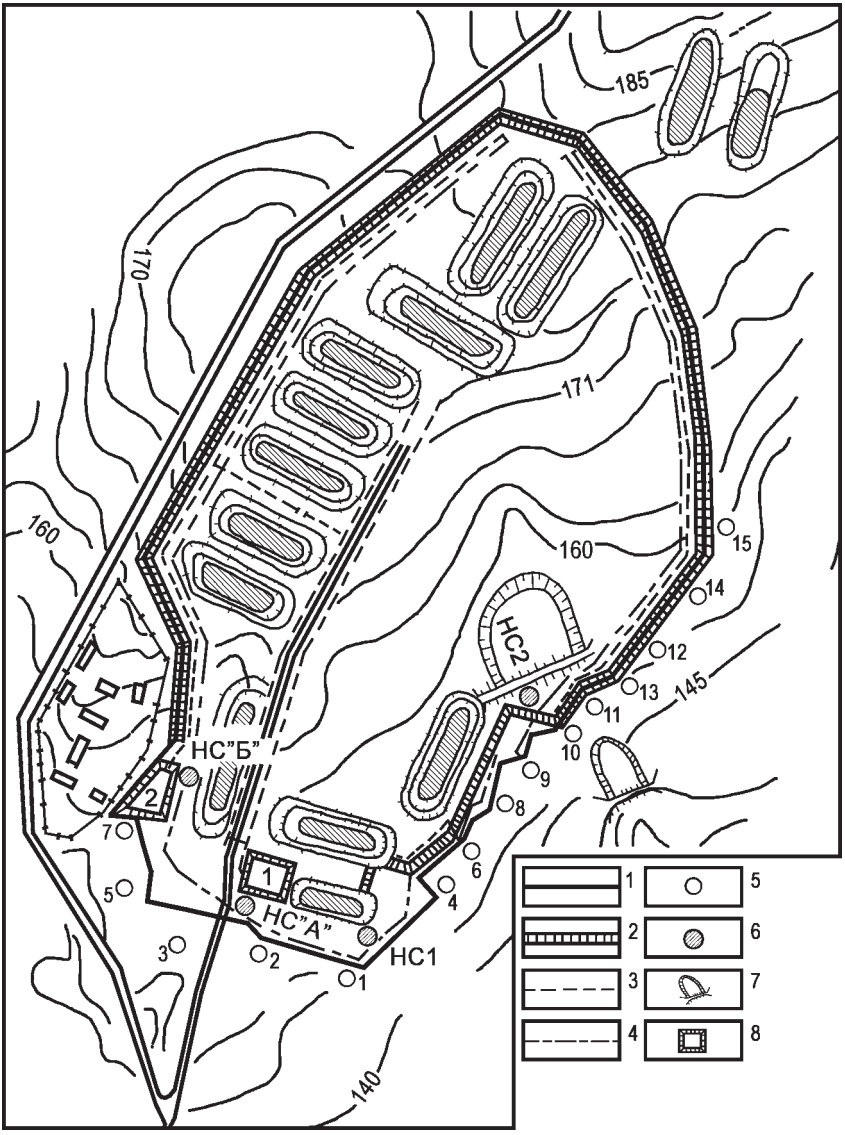



**Рис. 41. Инженерные сооружения перехвата сточных вод [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — противофильтрационный экран; 2 — дамба обвалования; 3 — открытая ливневая сеть; 4 — горизонтальный трубчатый дренаж; 5 — вертикальный дренаж; 6 — насосные станции; 7 — существующие пруды-накопители; 8 — проектируемые пруды-накопители

Суммарный переток грунтовых вод 1%-ой обеспеченности в нижележащие водоносные горизонты в пределах территории свалки без защитных мероприятий и при работе горизонтального дренажа соответственно составляет 101 м$^3$/сут. и 88 м$^3$/сут.

*Вертикальный дренаж* предлагается для исключения транзитного растекания за пределы территории свалки вод уфимского комплекса, загрязненных вследствие вертикальной фильтрации грунтовых вод. Вертикальные дренажные скважины, размещенные за контуром свалки, исключают растекание загрязненных подземных вод за пределы свалки путем формирования депрессионной воронки в уфимском водоносном комплексе. Проектируемые дренажные скважины должны работать с постоянным напором, либо с постоянным дебитом. В начале исследования они распределяются во всех блоках по контуру свалки. Скважины, в которых отсутствует водоприток за счет взаимовлияния формирующихся вокруг них депрессионных воронок, перестают работать и программным способом отключаются. При достижении установившегося геофильтрационного режима места размещения и количество оставшихся скважин принимается в качестве оптимизированных, а расходы оцениваются как стабильно гарантированные. Оценка эффективности защиты подземных и поверхностных вод от загрязняющего влияния свалки производится:

а) при работе горизонтального дренажа;

б) при работе вертикального «кольцевого» дренажа;

в) при работе вертикального «полукольцевого» дренажа.

**Оценка эффективности горизонтального дренажа** производится для горизонтального совершенного дренажа, проложенного по контуру свалки и прорезающего четвертичный водоносный горизонт с частичным углублением в водоупорную толщу.

Абсолютные отметки уровней грунтовых вод 1%-ой обеспеченности на прилегающей в свалке территории и на самой свалке колеблются от 120 до 195 метров. Направление потока грунтовых вод 1%-ой обеспеченности практически совпадает с рельефом местности. Результаты работы горизонтального дренажа представлены на рисунке 42.

Сработка уровня грунтовых вод 1%-ой обеспеченности в динамике изменения режимообразующих факторов при работе горизонтального дренажа в течение одного года составляет 1 м в центре свалки и до 7 м вблизи горизонтальных дрен. Суточный расход воды по всему горизонтальному дренажу в период атмосферных осадков 1%-ой обеспеченности (без «ливневки») составляет 1495 м$^3$/сут.

Данная схема дренажа исключает транзитное растекание грунтовых вод за пределы территории свалки, что предотвращает загрязнение грунтовых и поверхностных вод за контуром свалки.

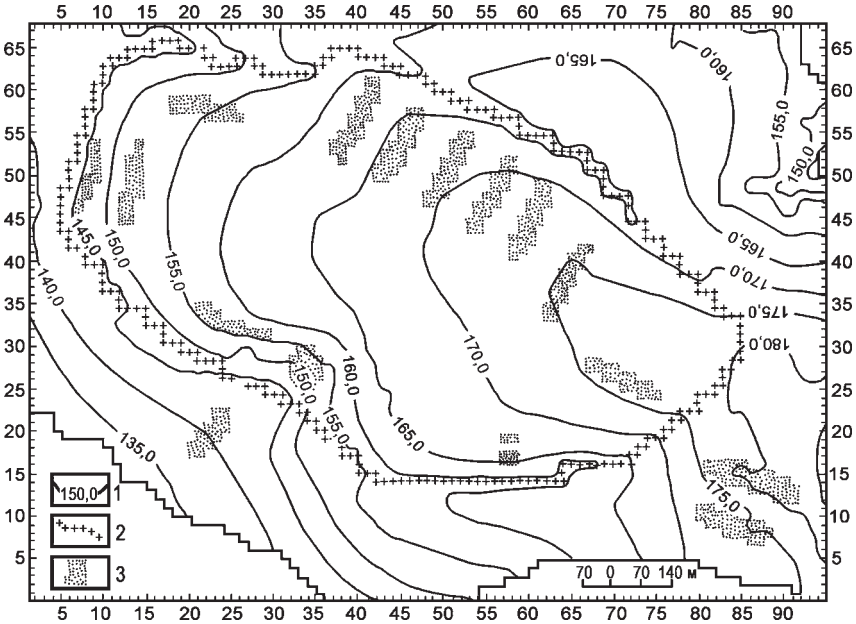



**Рис. 42. Карта гидроизогипс горизонта грунтовых вод 1%-ой обеспеченности при работе горизонтального дренажа по контуру свалки (360 суток) [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — гидроизогипсы; 2 — горизонтальный дренаж; 3 — пруды-накопители

Суммарный переток грунтовых вод 1%-ой обеспеченности в нижележащие водоносные горизонты при работе горизонтального дренажа снизится до 88 м$^3$/сут.

**Оценка эффективности вертикального «кольцевого» дренажа** производится для дренажной системы, состоящей из 15 скважин с суммарным дебитом 2290 м$^3$/сут., расположенных кольцом, охватывающим городскую свалку (рис. 43).

Мощность перекрывающего их водоупора колеблется от 6,0 до 71,0 м. Абсолютные отметки уровня подземных вод 1%-ой обеспеченности уфимского водоносного комплекса под самой свалкой и прилегающих территориях составят от 112,0 до 176,0 м, кунгурского — 104,0–167,0 м.

Расчеты параметров дренажных скважин производятся при заданном напоре на каждую скважину. При данных параметрах и местоположениях скважин достигается:

а) исключение транзитного растекания за пределы территории свалки подземных вод уфимских отложений, загрязненных вследствие нисходящей вертикальной фильтрации грунтовых вод;

б) формирование депрессионной воронки в уфимском водоносном комплексе и установление в пределах ее напоров ниже напоров

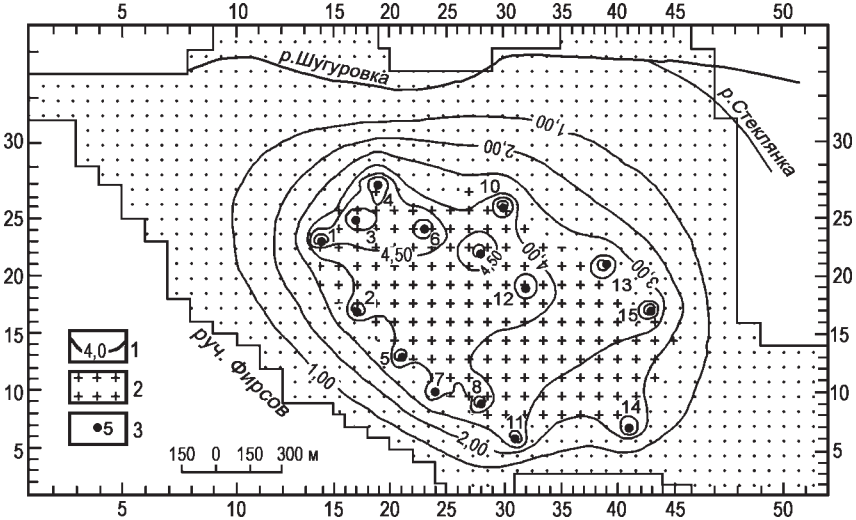



**Рис. 43. Карта сработки уровня подземных вод 1%-ой обеспеченности в уфимском водоносном комплексе при работе вертикального кольцевого дренажа [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — изолинии понижения уровня; 2 — территория свалки; 3 — проектируемая дренажная скважина с заданным напором

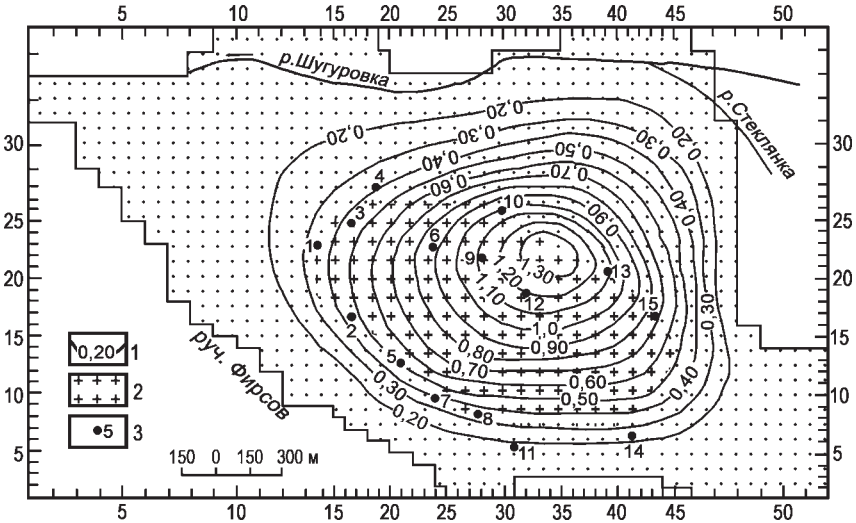



**Рис. 44. Карта сработки уровня подземных вод 1%-ой обеспеченности в кунгурском водоносном горизонте при работе вертикального кольцевого дренажа [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — изолинии понижения уровня; 2 — территория свалки; 3 — проектируемая дренажная скважина с заданным напором

подземных вод кунгурского яруса (рис. 44). Понижение уровня подземных вод уфимского яруса под свалкой составит 2–5 м, кунгурского яруса — 0,35–1,4 м.

Недостатками данной схемы дренажа являются:

а) скважины для эффективной работы данной схемы должны работать с повышенной производительностью. При соответствующих фильтрационных свойствах горизонта это трудно осуществимо (необходимо бурить скважины большого диаметра);

б) дополнительное увеличение притока «чистой» воды с сопредельного севера и северо-запада увеличит нагрузку на очистные сооружения.

**Оценка эффективности вертикального «полукольцевого» дренажа.** Вариант «полукольцевого» дренажа состоит из 15 скважин, расположенных в южной и юго-восточной части городской свалки (рис. 45, 46). Такое расположение скважин обусловлено естественными гидрогеологическими условиями уфимского водоносного комплекса, характеризующимися: а) уменьшением мощности водоупора у южных и юго-восточных границ свалки, что увеличит вероятность перетока загрязненных грунтовых вод в уфимский комплекс; б) расположением скважин полукольцом у южных и юго-восточных границ свалки, то есть перпендикулярно направлению потока плановой фильтрации подземных вод уфимского яруса, что будет способствовать перехвату загрязненных вод.

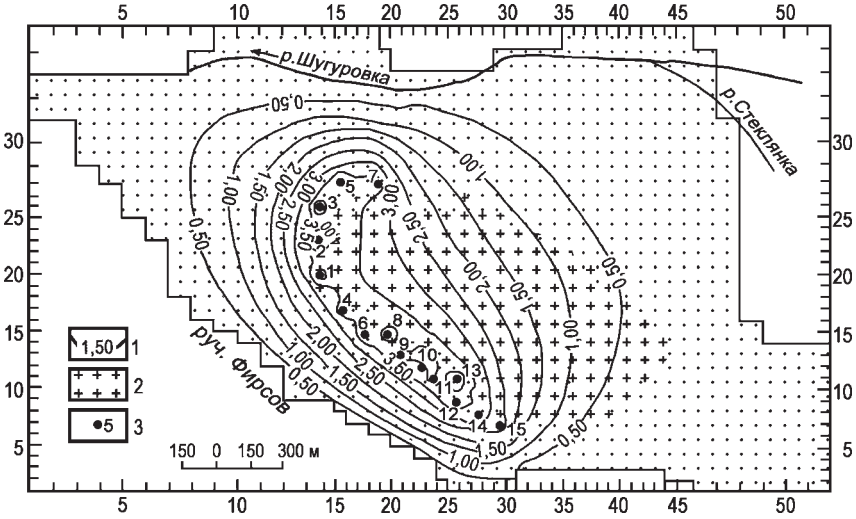



**Рис. 45. Карта сработки уровня подземных вод 1%-ой обеспеченности в уфимском водоносном комплексе при работе вертикального полукольцевого дренажа [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — изолинии понижения уровня; 2 — территория свалки; 3 — проектируемая дренажная скважина с заданным напором

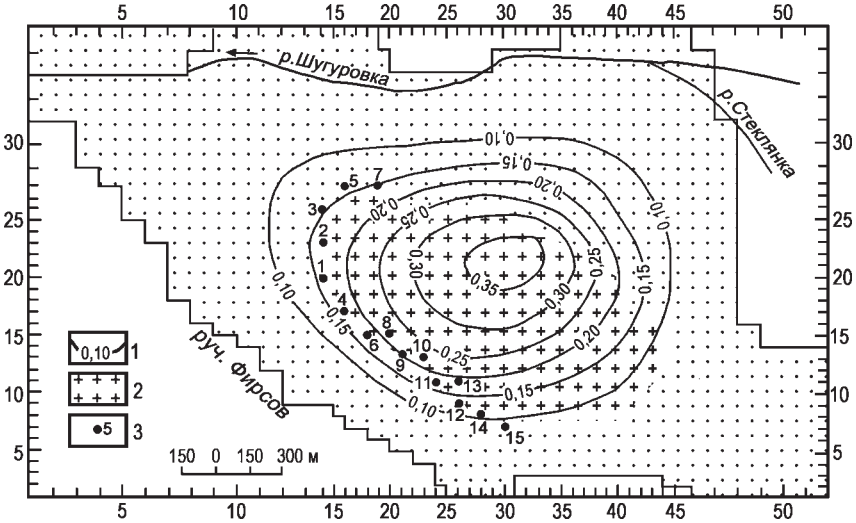



**Рис. 46. Карта сработки уровня подземных вод 1%-ой обеспеченности в кунгурском водоносном горизонте при работе вертикального полукольцевого дренажа [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997]**

1 — изолинии понижения уровня; 2 — территория свалки; 3 — проектируемая дренажная скважина с заданным напором

Суммарная производительность скважин составит 1200 м$^3$/сут, то есть 80 м$^3$/сут на каждую скважину, что приемлемо при соответствующих фильтрационных параметрах комплекса.

В качестве начальных условий для проведения имитационных исследований принимаются установившиеся уровни подземных вод 1%-ой обеспеченности, при этом проектируемые дренажные скважины работают с постоянным расходом.

При заданных условиях стабильно гарантированное максимальное понижение уровня подземных вод уфимского водоносного комплекса достигнет 4,5 м (см. рис. 45), одновременно произойдет незначительное понижение уровня подземных вод кунгурского яруса от 0,1 до 0,35 м (см. рис. 46). Карта направления потока подземных вод в уфимских отложениях при работе «полукольцевого дренажа» показывает, что при заданной схеме также исключается транзитный отток загрязненных вод за контур свалки.

Система мер защиты «южного» водозабора от загрязнений включает разработку многоступенчатой схемы, включающей создание очистных сооружений на предприятиях, на ливневой канализации города и на самом «южном» водозаборе, перехват поверхностных и дренажных

вод с территории городской свалки, химических, нефтехимических и промышленных предприятий, защитные сооружения на р. Шугуровка (см. рис. 29), а также организацию автоматических наблюдательных постов с экспресс-анализом нефтепродуктов, фенолов и других компонентов на р. Шугуровка.

Заканчивая характеристику эколого-геохимических условий Уфимской городской свалки надо отметить также, что в перспективе она может представить значительный интерес с точки зрения сбора и утилизации биогаза на ее территории. В свалочных отложениях спонтанно формируется анаэробное микробное сообщество, осуществляющее деградацию органического вещества с образованием биогаза. Активное газообразование начинается после закрытия объекта или его части через несколько лет, которые требуются для формирования сбалансированного процесса метаногенеза. Процесс остается особенно интенсивным на протяжении 20—30 лет, затем постепенно затухает по мере исчерпания подверженного биодеградации органического вещества.

Известные из литературы оценки метаногенерации из отходов колеблются от $0{,}34 \cdot 10^{-3}$ до $68 \cdot 10^{-3}$ м$^3$ на кг сухой массы отходов, в то время как на основе теоретических расчетов эта величина должна составлять 0,13 м$^3$ на кг сухой массы отходов в сутки.

В пробах газа, взятых на территории Уфимской городской свалки, содержание метана составляет 5,07—156,72 мг/дм$^3$. Наиболее эффективным методом уменьшения эмиссии биогаза с существующих полигонов ТБО является откачка и использование их на мини-ТЭЦ. В ряде развитых стран производится промышленная добыча свалочного биогаза [Абдрахманов, 2005].

С 70-х годов в Китае начала действовать национальная программа по добыче биогаза и уже через 10 лет в стране работало более 10 млн. фермерских биореакторов, производивших ежегодно 1,3 млрд. м$^3$ биогаза, что позволило обеспечить теплом 35 млн. человек. Кроме малых фермерских установок, в Китае работает 40 тыс. больших и средних биогазовых станций и 24 тыс. биогазовых очистительных реакторов для обработки городских бытовых отходов. На биогазе работает 190 электростанций. Свыше 60% всего автобусного парка страны, в том числе около 80% в сельской местности, работает на биогазовых двигателях. Китай экспортирует как сам биогаз, так и двигатели на основе этого топлива более чем в 20 стран мира.

Весьма интенсивно биогазовая отрасль развивается и в других странах Азии. Так, в Индии насчитывается около 3 млн. биогазовых установок различной производительности, в Непале — около 100 тыс. биогазовых установок. Ограниченность запасов ископаемого углеводородного сырья заставила также и многие развитые страны Америки и Европы активизировать исследования в области альтернативных

энергосберегающих технологий и возобновляемых источников энергии. Понимая важность и эффективность использования биогаза, США приняли закон о необходимости оборудования всех без исключения полигонов твердых бытовых отходов системами добычи и утилизации биогаза. В настоящее время на территории США работает 10 крупных биогазовых заводов, один из которых подает биогаз в газораспределительную сеть г. Чикаго и обеспечивает работу теплоэлектростанции.

В промышленно развитой Германии в 1999 году число биогазовых установок достигло 600, и она вышла на первое место в Европе по использованию биогаза в качестве топлива для получения тепловой и электрической энергии. Специалисты в области энергетики считают, что биогазовая технология способна покрыть до 15% энергетических потребностей Германии.

В настоящее время целый ряд компаний выпускает электрогенерируещее оборудование для биогазовых технологий. Это такие фирмы, как «GE Jenbacher» (США – Австрия), «Caterpillar», «Waukesha» (США), Deutz (Германия), «TEDOM» (Чехия). Опыт фирмы «TEDOM» наиболее интересен, так как эта компания предлагает комплексные решения по утилизации метаносодержащих газов из отходов систем очистки сточных вод, животноводческих и птицеводческих комплексов, свалочного газа. В период с 1995 по 2002 год компания «TEDOM» запустила в эксплуатацию 15 мини-ТЭЦ на биогазовом топливе в Чехии, Португалии, Швейцарии, Австрии и даже в Китае, мощностью от 22 до 140 кВт.

Другим примером успешно развивающейся компании, производящей энергетическое оборудование с использования в качестве топлива биогаза, является фирма «GE Jenbacher». Первый газовый двигатель был выпущен этой австрийской фирмой в 1957 г., с тех пор фирмой произведено более 10000 электростанций на газообразном топливе и в настоящий момент компания является ведущим мировым производителем мини-ТЭЦ, использующих в качестве топлива газообразные продукты разложения органических соединений. Только в 2003 г. этой фирмой было продано 115 электростанций для работы на свалочном газе суммарной мощностью 118 МВт.

Национальное агентство Дании по энергетике финансирует работы по научно-техническому развитию биогазовых производств, поддерживает и инвестирует проекты за рубежом, в частности на Украине, где строится демонстрационная биогазовая установка по переработке навозных стоков объемом 80 т/сутки и ежедневным получением 3,3 тыс. $м^3$ биогаза.

В Швеции на биогазовом топливе работают сотни автомобилей и автобусов. Благодаря биогазу потребности западноевропейского животноводства в топливе за последние 10 лет сократились более чем на

треть, при этом биогазом отапливается не менее половины всех птицефабрик. В настоящее время в Европе насчитывается более 800 энергетических комплексов, в том числе 24 крупных. В целом в 2010 году в странах ЕС за счет применения биогаза намечено получить дополнительной энергии в размере 15 млн. тонн нефтяного эквивалента. Активно развивается биогазовая отрасль в ЮАР, Австралии, Канаде, Японии и в странах Латинской Америки.

В России существует единственная опытная установка по откачке биогаза с полигона захоронения ТБО «Кучино» в Подмосковье. В Башкортостане первый опыт получения биогаза выполнен на экспериментальной установке по переработке отходов крупного рогатого скота в учебно-опытном хозяйстве «Миловское» Башкирского государственного аграрного университета. Объем метантенка составляет 11 м$^3$, выход биологического газа на единицу объема реактора — 218,6 м$^3$/сут, тепловая энергия биогаза — 5465 МДж [Фасхутдинов, Мустафин, 1999].

# Глава 5.
# ЭКОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ НЕФТЕДОБЫВАЮЩЕГО ТЕХНОГЕНЕЗА

Нефтегазоносность седиментационного бассейна Предуралья связана главным образом с терригенными толщами среднего—верхнего девона и нижнего карбона, залегающими на глубине свыше 1—1,5 км в зоне квазизастойного гидрогеодинамического режима.

Современные гидрогеодинамическая и гидрогеохимическая структуры осадочного бассейна сложились в результате длительной эволюции (свыше 1,5 млрд. лет) под воздействием комплекса естественноисторических эндогенных и экзогенных факторов. Наряду с ними важное значение, начиная с 40—50-х годов 20 столетия, приобрели техногенные процессы, которые в нефтегазоносных районах территории по своему воздействию нередко превосходят природные процессы и имеют необратимый характер.

## 5.1. Влияние техногенеза на нижний гидрогеологический этаж

Изменения гидрогеодинамического и гидрогеохимического режимов нижнего этажа произошли в связи с бурением скважин различного назначения (источники воздействия на подземную гидросферу подтипа IVA): структурного, разведочного, эксплуатационного, нагнетательного, пьезометрического и пр. (в Башкортостане на 156 месторождениях с общей площадью 70 тыс. км$^2$ пробурено 37,1 тыс. скважин). В дальнейшем эти изменения резко усугубились в связи с эксплуатацией месторождений путем поддержания пластового давления и применением различных методов для увеличения отдачи нефти (закачка ПАВ, кислотное, тепловое и прочие воздействия на пласты).

В начальный период эксплуатации месторождений в результате отбора флюидов повсеместно отмечалось уменьшение величин пластовых давлений на 5,0—15,0 МПа относительно начальных, что привело к образованию депрессионных воронок площадью до 1000 км$^2$ (Ромашкинское, Шкаповское, Туймазинское, Ярино-Каменоложское, Мухановское, Кулешовское и другие месторождения).

Дальнейшая многолетняя разработка месторождений с применением внутри- и законтурного заводнения привела к значительному перераспределению пластовых давлений в продуктивных пластах, изменению направленности и скоростей движения подземных вод, смешению контуров нефтеносности, интенсификации перетоков между отдельными водоносными комплексами, а также вызвала существенные изменения ионно-солевого и газового состава рассолов.

Нагнетание больших количеств пресных и нефтепромысловых вод, а на отдельных месторождениях (Шкаповском, Сатаевском и др.) — и жидких промышленных стоков объединения «Сода» явилось причиной восстановления в продуктивных пластах первоначальных пластовых давлений, а затем формирования избыточных давлений, превышающих нормальные на 1,0–4,0 МПа и более, и их дифференциации в пределах нефтегазоносных площадей. В литологически выдержанных и проницаемых пластах гидрогеодинамическое влияние на разрабатываемых залежах распространилось на расстояние до 10–20 км. Так, на Туймазинском нефтяном месторождении наблюдаются сложные конфигурации современных пьезометрических поверхностей вод палеозоя. Наиболее высокое положение их (абс. отм. до 520–620 м) свойственно пластам $Д_2$ и $С_1$ (рис. 47). По пласту $Д_1$ они не превышают 270 м, что, тем не менее, на отдельных участках площади месторождения выше абсолютных отметок рельефа. При этом на участках пьезоминимумов абсолютные отметки уровней уменьшаются до минус 100–400 м (по пласту $Д_1$) и плюс 50 м — минус 200 м (по пластам $Д_2$ и $С_1$), что на 100–350 м ниже начальных. Совершенно очевидно, что величины пластовых давлений в отдельных продуктивных горизонтах, соотношения между ними, а также начальными пластовыми давлениями и земной поверхностью не постоянны [Абдрахманов, 1993]. Они зависят в первую очередь от режима эксплуатации скважин на том или ином участке (как добывающих, так и нагнетательных). При этом наблюдается рост как горизонтальных, так и вертикальных градиентов напора, вызывающих миграцию флюидов между водонефтеносными комплексами осадочного чехла через гидрогеологические «окна» литолого-фациального, тектонического и техногенного происхождения, а также непосредственно через разделяющие глинистые слои. На Туймазинском месторождении расход восходящих перетоков из одного пласта терригенного девона в другой через толщу аргиллитов и алевролитов мощностью 10–15 м, как показали результаты электромоделирования и промысловые данные, достигает 130 л/с [Максимов, 1959].

Натурные исследования показали, что в зонах нагнетания резко возросли скорости движений подземных вод. Миграция жидкости в терригенных отложениях нижнего карбона и девона Арланского и Туймазинского месторождений изучалась индикаторным методом, сущность

которого заключается в том, что в нагнетаемую в пласт воду добавляются трассирующие вещества, которые в дальнейшем определяются в воде добывающих скважин [Попов, Абдрахманов и др., 1987]. В качестве индикаторов используются соединения радикального типа, регистрация которых осуществляется методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Выбор индикаторов этого типа обусловлен отсутствием их аналогов в природных условиях, хорошей растворимостью, биохимической инертностью, высокой чувствительностью регистрации методом ЭПР-спектроскопии.

На Арланском нефтяном месторождении исследовались процессы фильтрации в терригенных нижнекаменноугольных отложениях с пористостью 22% и проницаемостью 0,83 мкм$^2$. Характеристика пласта и скорости движения жидкости в нем приведены в табл. 23.

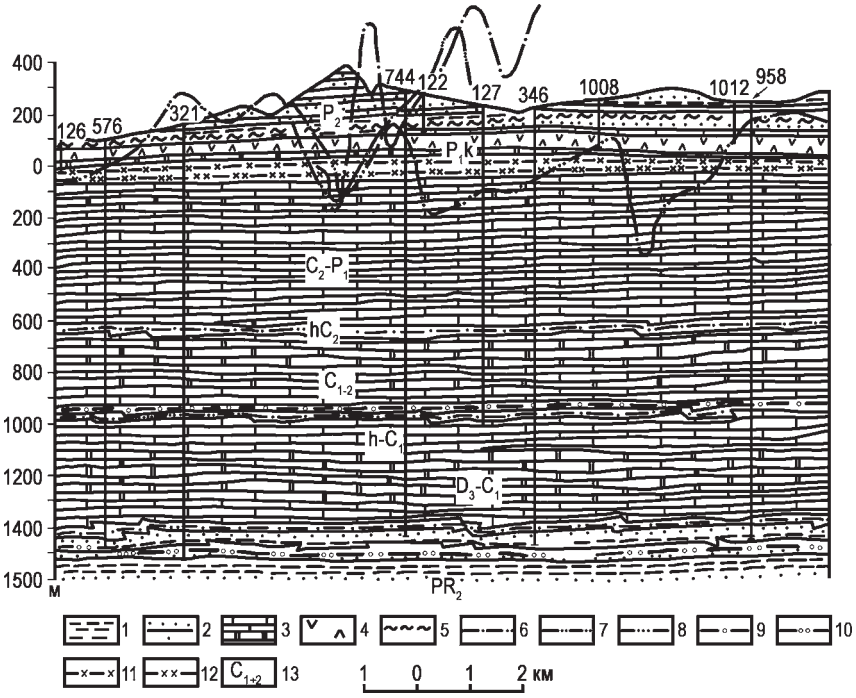



**Рис. 47. Изменение пластовых давлений в результате разработки Туймазинского нефтяного месторождения [Абдрахманов, 1993] (гидрологический разрез по линии I–I, см. рис. 50)**

1–4 — литологический состав: 1 — глины, аргиллиты, 2 — песчаники, алевролиты, 3 — известняки, доломиты, 4 — гипсы, ангидриты; 5 — подошва зоны пресных вод; 6–8 — современный пьезометрический уровень: 6 — по пласту $С_I$, 7 — по пласту $Д_{II}$; 9–10 — линия ВНК: 9 — по пласту $С_I$, 10 — по пласту $Д_{I+II}$; 11–12 — начальный; 11 — по пласту $С_I$, 12 — по пласту $Д_{I+II}$; 13 — индекс гидрогеологического комплекса

**Таблица 23**

Результаты геофильтрационных исследований нижнекаменноугольных отложений Арланского месторождения

| №№ скважины | Расстояние до нагнетательной скважины, м | Мощность пласта, м | Приемистость (дебит), $м^3$/сут | Скорость движения, м/сут |
|---|---|---|---|---|
| 1169 н* | – | 4,4 | 100 | – |
| 6124 д | 425 | 4,8 | 20 | 13 |
| 6126 д | 500 | 3,2 | 12 | 14 |
| 6127 д | 375 | 4,8 | 25 | 58 |
| 6128 д | 525 | 4,2 | 10 | 58 |
| 7555 д | 450 | 3,6 | 8 | 90 |

*Индексом «н» обозначена нагнетательная скважина, «д» — добывающая.

На Туймазинском месторождении нагнетание индикатора производилось в пашийский горизонт верхнего девона, песчаники которого обладают пористостью от 20,3 до 28% при проницаемости 0,45–0,67 $мкм^2$. Анализ данных проведенного эксперимента свидетельствует о более высоких скоростях миграции воды в этом горизонте (табл. 24).

**Таблица 24**

Результаты геофильтрационных исследований пашийских отложений Туймазинского месторождения

| №№ скважины | Расстояние до нагнетательной скважины, м | Мощность пласта, м | Приемистость (дебит), $м^3$/сут | Скорость движения, м/сут |
|---|---|---|---|---|
| 2701 н | – | 11 | 500 | – |
| 719 д | 230 | 7,2 | 301 | 200 |
| 1602 д | 200 | 9,0 | 159 | 100 |
| 1603 д | 185 | 11,8 | 179 | 150 |
| 1529 д | 550 | 13,8 | 364 | 450 |
| 1471 д | 525 | 11,8 | 290 | 430 |
| 1497 д | 575 | 6,8 | 418 | 150 |
| 1601 д | 575 | 9,6 | 67 | 450 |

Исследования, выполненные индикаторным методом на ряде других месторождений Волго-Уральской области, свидетельствуют о широком диапазоне скоростей движения нагнетаемых вод — от n до $n \cdot 10^2$ м/сут. Так, в пределах Ромашкинского нефтяного месторождения при использовании в качестве трассера трития получены скорости миграции воды в пластах терригенного девона 5–16,5 м/сут [Хегай, Ракутин, 1968]. В то же

время имеются данные об очень высоких скоростях движения, достигающих 1,8 км/сут [Афанасьева и др., 1975].

Важно подчеркнуть, что в условиях фильтрационной анизотропности пород определенные с помощью индикаторов различного типа гидродинамические параметры характеризуют в основном высокопроницаемые прослои пластов, по которым осуществляется наиболее интенсивная миграция закачиваемой жидкости. Надо полагать, что в результате прорыва меченой воды она значительно опережает основной фронт закачиваемой жидкости.

В зонах нагнетания пресных вод для поддержания пластового давления наблюдаются существенное снижение минерализации пластовых седиментогенных (инфильтрогенно-седиментогенных) рассолов до полного опреснения их вблизи нагнетательных скважин, активизация биохимических процессов, ведущих к генерации сероводорода в азотно-метановых газах, а в ряде случаев — выпадение гипса в призабойных зонах и стволах скважин.

Особенности изменения состава пластовых рассолов одного из месторождений моноклинального склона платформы (Сергеевская площадь — скв. 742, интервал перфорации 2000,6, пласт $Д_1$+$Д_2$) в результате закачки пресных вод приведены в табл. 25.

Пластовые рассолы до интенсивной разработки месторождения имели минерализацию около 250–270 г/л. На расстоянии 2 км от нагнетательной скважины пластовые рассолы (проба отобрана из самоизливающейся скважины № 90) характеризуются концентрацией солей 228 г/л. Для заводнения используются пресные воды озера Кумлы-Куль с минерализацией 0,4 г/л. В результате нагнетания пресных вод содержание солей в пластовых водах уменьшилось до 49–3,7 г/л, несколько снижаясь или повышаясь в отдельные годы (см. табл. 25). Тип воды за все это время оставался постоянным (IIIб). Величина rNa/rCI составляет 0,51–0,57. Наблюдалось увеличение pH от 5,5 до 7,5.

Подобная картина характерна и для других нефтяных месторождений, разрабатываемых с применением для поддержания пластового давления пресных вод. На Бондюжском месторождении в Татарии (нефтеносные коллектора представлены песчаниками кыновского и пашийского горизонтов франкского яруса), где для закачки используется вода р. Камы, минерализация пластовых вод вблизи нагнетательных скважин понижалась до 80–8 г/л, а показатели pH и Eh поднимались соответственно до 6,7–7,0 и +60–(+100) мВ [Тютюнова, 1987].

В результате закачки пресных вод на Туймазинском, Арланском, Куединском, Краснокамском и других месторождениях среди водорастворенных азотно-метановых газов отмечено появление сульфидов до 200 мг/л и более. Последнее позволило даже организовать санаторий-профилакторий в г. Октябрьском [Абдрахманов, Попов, 1999]. Октябрьское

**Таблица 25**

Изменение минерализации и химического состава пластовых рассолов (скв. 742, Сергеевская площадь)

| Дата отбора пробы | Сумма ионов, г/л | Главные ионы, мг/л, % экв. | | | | | | pH |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+ + K^+$ | |
| 27.06.1975 | 49,4 | 97,6 | 80,2 | 30496 | 6593 | 729,6 | 11380 | 7,0 |
| | | 0 | 0 | 100 | 37 | 7 | 56 | |
| 22.11.1976 | 15,5 | 134,0 | 293 | 9220 | 2204 | 121,6 | 3540 | 6,0 |
| | | 0,8 | 2,3 | 96,9 | 40,1 | 3,7 | 56,2 | |
| 06.06.1977 | 8,3 | 128,0 | 154,0 | 4822 | 1122 | 136,2 | 1901 | 7,5 |
| | | 1,5 | 2,3 | 96,2 | 37,4 | 7,5 | 55,1 | |
| 25.05.1979 | 3,7 | 134,2 | 176,8 | 2128 | 800 | 243,2 | 135,9 | 7,0 |
| | | 3,3 | 5,5 | 91,2 | 60,6 | 30,4 | 9,0 | |
| 27.02.1982 | 26,4 | 195 | 1817 | 12482 | 2888 | 872 | 8110,9 | 6,0 |
| | | 0,8 | 9,6 | 89,6 | 25,3 | 12,6 | 62,1 | |
| 26.04.1983 | 11,4 | 305,0 | 31,3 | 6851 | 1400 | 243,2 | 2377 | 6,3 |
| | | 2,5 | 0,3 | 97,2 | 36,2 | 10,3 | 53,5 | |
| 15.02.1985 | 5,5 | 67,0 | 83,0 | 3426 | 1000 | 243,2 | 708,1 | 5,5 |
| | | 1,1 | 1,7 | 97,2 | 49,2 | 19,9 | 30,6 | |
| 12.02.1987 | 7,5 | 292,8 | 44,0 | 4342 | 800,0 | 121,6 | 1878 | 6,0 |
| | | 3,8 | 0,7 | 95,5 | 30,3 | 1,6 | 62,1 | |
| 17.06.1987 | 14,5 | 305,0 | 60,0 | 8596 | 2400 | 10,0 | 3090 | 5,5 |
| | | 2,0 | 0,5 | 97,5 | 47,0 | 0,3 | 52,7 | |
| 29.10.1987 | 19,1 | 268,0 | 60,0 | 11701 | 2399 | 486,4 | 4219 | 6,0 |
| | | 1,3 | 0,4 | 98,3 | 34,9 | 11,7 | 53,4 | |
| 16.07.1988 | 21,0 | 134 | 304 | 12825 | 2198 | 486,4 | 4092 | 6,0 |
| | | 0,6 | 1,7 | 97,7 | 42,3 | 10,6 | 47,1 | |

месторождение сульфидных вод связано с известняками и доломитами фаменского яруса девонской системы. Они вскрыты в 1952 г. скважиной 360, находящейся в верхней части правого склона долины р. Ик, на юго-восточной окраине города. Дебит ее при опробовании интервала 1345–1385 м составил 0,6 л/с при понижении 250 м. Статический уровень установлен на глубине 29 м. Состав воды:

$$N_2\ CH_4\ H_2S\,0{,}22\ Br\,0{,}59\ M\,277\frac{Cl\,100}{Na\,84\ Ca\,11\ Mg\,5}\ pH\,5{,}8\ Eh-235.$$

Концентрации брома и иода определены соответственно в 589 и 11,8 мг/л. Рассол относится к Ишимбайскому типу.

Разработка нефтяных месторождений с применением пресных вод для поддержания пластового давления приводит также к разрушению месторождений минеральных промышленных вод. Происходит снижение концентрации микроэлементов (мг/л): брома — от 2287–1450 до 150–50, йода — от 34,6–29 до 4,2 (иногда до 1,0), лития — от 21,5–14 до 2,1–1,7, стронция — от 880–780 до 120 (иногда 50) и др.

В целом надо отметить, что внутри- и законтурное заводнение продуктивных нефтегазоносных пластов вызывает формирование в них избыточных пластовых давлений, превышающих гидростатические давления в горизонтах пресных вод. Резко возросшие вертикальные градиенты фильтрации обусловливают возникновение восходящего потока флюидов в стволах и затрубных пространствах скважин и его разгрузку в вышележащие горизонты, вплоть до земной поверхности.

Оценка масштабов восходящих перетоков рассолов, диагностика этих процессов в верхних водоносных горизонтах представляют весьма сложную задачу. Мнение специалистов по этому вопросу неоднозначно. Не отрицая возможности проникновения рассолов в зону пресных вод по указанному механизму, автор полагает, что масштабы вертикальных перетоков и их влияние на зону пресных вод в пределах различных месторождений и отдельных участков их не одинаковы. Они, в первую очередь, зависят от естественной гидрогеодинамической обстановки (соотношение напоров этажнорасположенных горизонтов палеозоя, наличия, мощности и фильтрационных свойств разделяющих водоупоров и пр.), ее изменения под влиянием техногенеза и степени изолированности горизонтов в скважинах (состояния обсадных труб, цементного камня и пр.).

Важную роль при оценке защищенности пресных подземных вод «снизу» играет наличие и состояние цементного камня в скважинах. На нефтяных месторождениях для крепления ствола скважин в основном применяют портландцемент. Качество цементного камня в затрубном пространстве скважин зависит от физико-механических и химических

свойств выбранного тампонажного цемента, состава пластовой воды и пород, а также давления в пластах. Цемент представляет собой смесь минералов-силикатов и минералов-плавней и делится на несколько марок, каждая из которых обладает определенными свойствами и качеством. Максимальную прочность цементного камня обеспечивают вещества, состоящие из низкоосновных гидросиликатов кальция.

Разрушение тампонажного материала в заполненном пространстве, как выявлено многими исследователями, происходит при переходе жидкого цементного раствора в пластическое состояние и цементный камень. Существующее в реальной скважине пластовое давление флюидов способствует разрушению цементного камня. Это происходит также на стадии формирования камня. Разрушительное действие пластовых вод происходит в том случае, если в их составе имеются в достаточном количестве сульфат-ионы, углекислота, сероводород, хлориды, соли магния и другие. Коррозия цементного камня в электролите представляет собой химический процесс в виде обменных реакций, в результате которых происходит растворение минералов цементного клинкера, что и приводит к постепенному разрушению прогидратированной части цемента и снижению прочной связки гидратов (рис. 48).

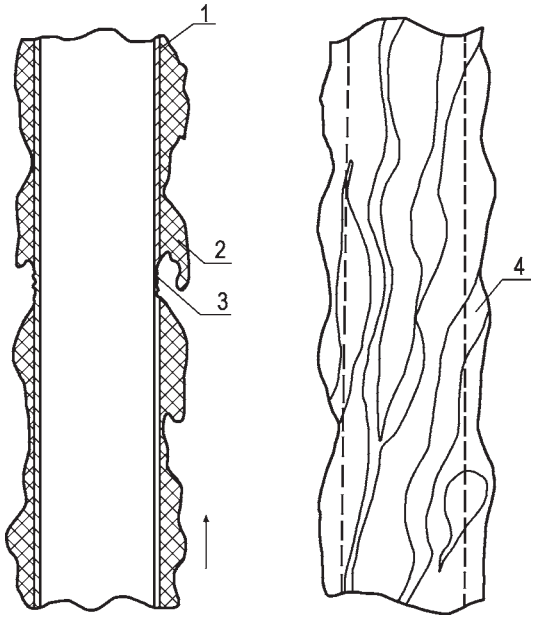



**Рис. 48. Характер разрушения цементного камня в затрубном пространстве скважин [Акманов, 1992]**

1 — обсадная труба, 2 — цементный камень, 3 — коррозия стенок обсадных труб, 4 — борозды разрушения

Кроме того, важное значение играет наличие цементного раствора во всем затрубном пространстве скважин. По данным Р.Х. Акманова [1992], из общего фонда скважин, имеющихся в объединении «Башнефть», только у 23,8% скважин цементный раствор в затрубном пространстве поднят от устьев, а у остальной части — лишь до определенных горизонтов, например до тульского горизонта на Туймазинско-Шкаповских нефтяных месторождениях.

С целью выявления причин перетоков жидкостей по затрубному пространству скважин проводились специальные исследования. Установлено, что основной причиной разобщения пластов и потери герметичности обсадных колонн в процессе добычи нефти является разрушение цементного камня под воздействием физико-химических и механических процессов. Зафиксированы многочисленные случаи межпластовых перетоков по затрубным пространствам в скважинах Шкаповского, Туймазинского, Арланского и других нефтяных месторождений.

## 5.2. Влияние техногенеза на верхний гидрогеологический этаж

Практически на всех нефтяных месторождениях Волго-Уральского региона нарушение естественного гидрогеологического режима произошло не только в нижнем этаже бассейна, но и в верхнем, заключающем пресные питьевые и минеральные лечебные воды. В результате процессов смешения вод различных геохимических типов сформировались растворы, генетически чуждые водовмещающим горным породам. Наиболее существенные гидрогеохимические изменения выявлены в нефтедобывающих районах Татарского свода, где в приповерхностной зоне широко развиты хорошо проницаемые терригенные и закарстованные сульфатно-карбонатные отложения казанского возраста (рис. 49, 50), Бирской седловины (рис. 51), сложенной неогеново-четвертичными и пермскими отложениями.

Влияние источников загрязнения подтипов IVБ и IVВ на химический состав маломинерализованных подземных вод исключительно велико. При этом, если первая группа (подтип IVБ) источников (естественные и искусственные емкости-накопители рассолов) создается и эксплуатируется целенаправленно, то есть контролируется деятельностью человека, то вторая — подтип IVВ (порывы трубопроводов, транспортирующих пластовые рассолы, нефть, жидкие промстоки) — в значительной степени зависит от случайных причин.

Количество рассолов, поступающих через зону аэрации в горизонты пресных вод из источников подтипа IVБ, колеблется в широких пределах. Оно зависит как от параметров зоны аэрации (фильтрационные свойства пород, их мощность и др.), так и от размеров

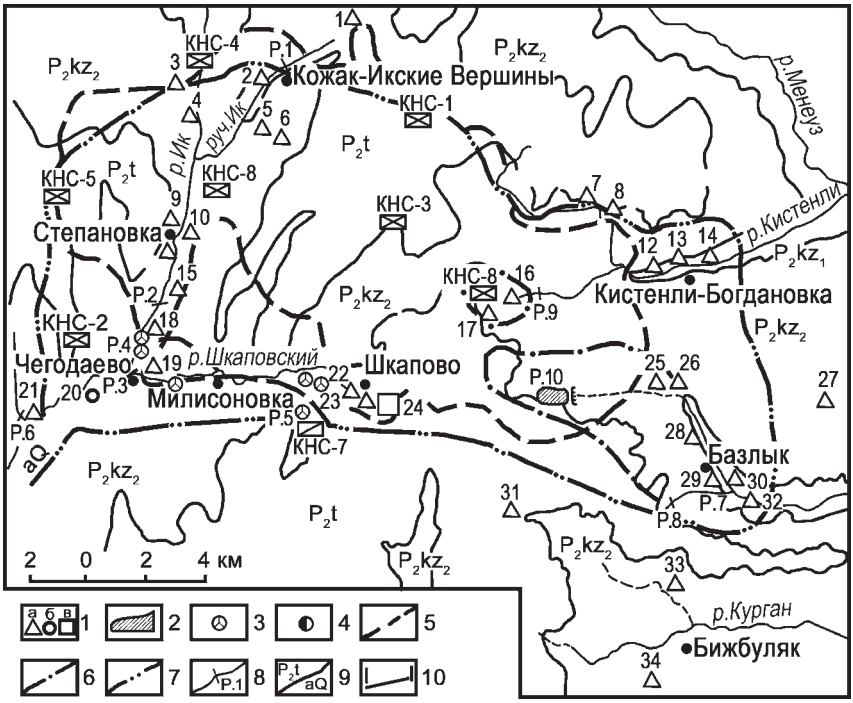



**Рис. 49. Карта техногенного воздействия на подземные воды Шкаповского нефтяного месторождения [Абдрахманов, 1993]**

1 — водоисточники: а — родник, б — колодец, в — скважина; 2 — пруд-накопитель сточных вод; 3 — карстовая воронка-накопитель сточных вод; 4 — водозабор; 5 — контур нефтяного месторождения; 6 — контур загрязненных вод на 1971 г. (Шкаповское месторождение) и 1977 г. (Туймазинское месторождение); 7 — контур загрязненных вод в настоящее время; 8 — место отбора проб поверхностных вод; 9 — гидростратиграфическая граница; 10 — линия гидрогеологического разреза

емкостей-накопителей, продолжительности их действия, состава рассолов и др.

Пруды-накопители и нефтепромысловые амбары объемом от 20–50 до 50000 м$^3$ использовались до последнего времени. Несмотря на то, что количество прудов-накопителей невелико, площадь засоления ими подземных вод, в зависимости от геолого-гидрогеологических условий, достигает нескольких квадратных километров.

Надо подчеркнуть, что процесс миграции минерализованных сточных вод через глинистые породы сопровождается метаморфизацией их вследствие целого ряда физико-химических процессов (растворения, выщелачивания, окисления, поглощения отдельных компонентов и пр.). В связи с фильтрационной анизотропностью пород многие реакции

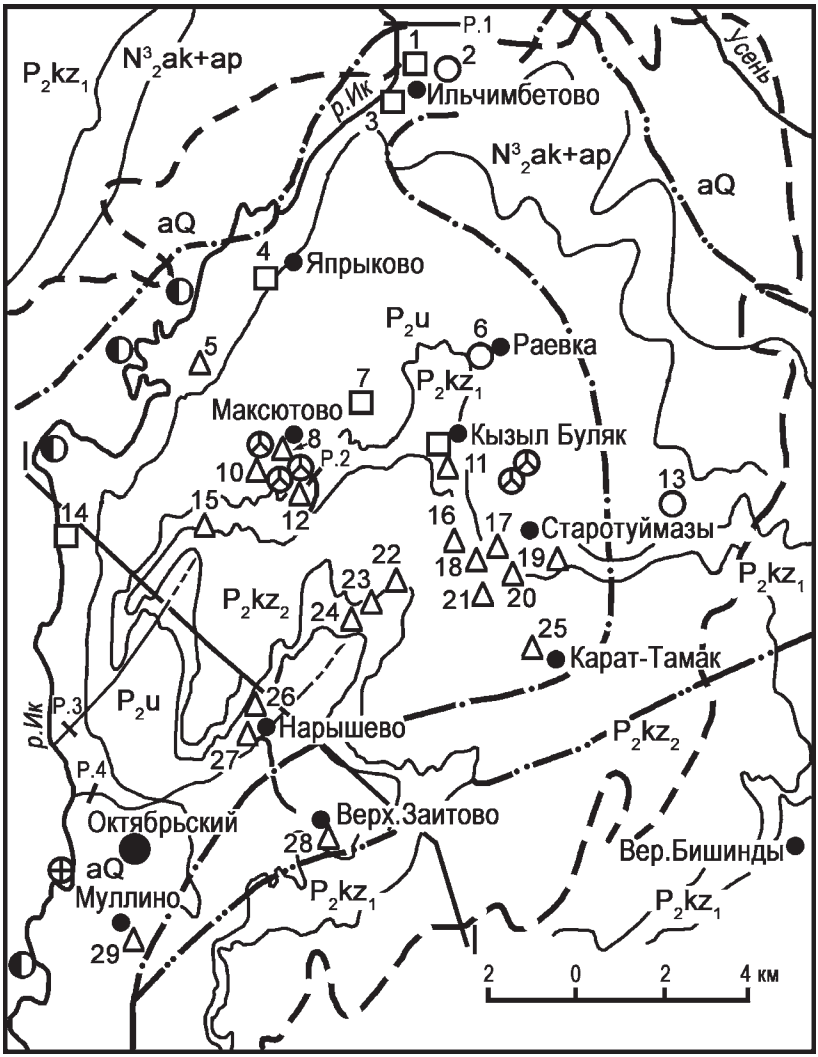



**Рис. 50. Карта техногенного воздействия на подземные воды Туймазинского нефтяного месторождения [Абдрахманов, 1993].**

Гидрогеологический разрез см. на рис. 47. Условные обозначения см. на рис. 49

между стоками, подземными водами и породами протекают с изменением объема растворов, значений pH, Eh и других параметров.

Изучение влияния нефтепромысловых стоков на состав пресных подземных вод, а также состав водорастворимых солей и ионообменные свойства глинистых неогеново-четвертичных осадков, проводилось

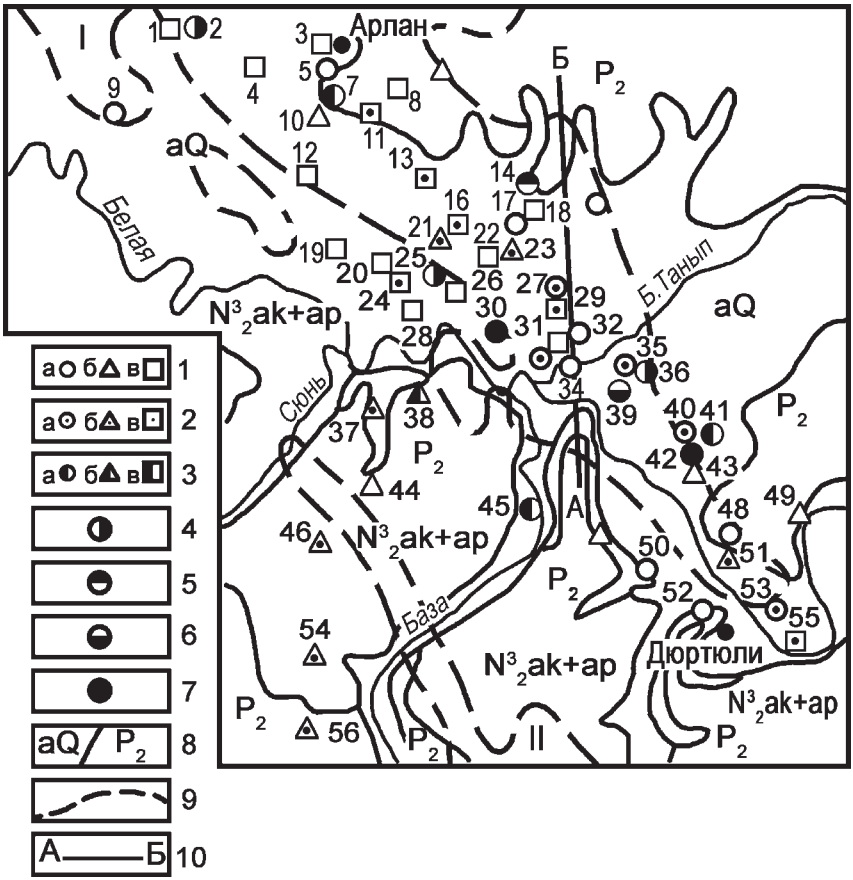



**Рис. 51. Схема водно-гелиевого опробования четвертичных, неогеновых и верхнепермских отложений нижнего течения р. Белой**

1–7 — содержание гелия ($10^{-5}$ мг/л): 1 — до 5, 2 — 5–10, 3 — 10–20, 4 — 20–50, 5 — 50–100, 6 — 100–200, 7 — более 200 (а — скважина, б — источник, в — колодец); 8 — граница водоносных комплексов; 9 — контур нефтяных месторождений (I — Арланское, II — Манчаровское); 10 — линия гидрогеологического разреза

в прудах-накопителях нефтепромысловых вод, построенных около 30 лет назад на нефтяных месторождениях (Шкаповском и Манчаровском), расположенных в различных геолого-структурных условиях и функционировавших сроки различной длительности.

Шкаповское нефтяное месторождение расположено в пределах Татарского свода. В рельефе он выражен Бугульминско-Белебеевской возвышенностью, со средними абсолютными отметками 300–400 м, глубоко расчлененной (до 100–150 м) долинами рек. Зона интенсивного

водообмена, где развиты пресные воды, сложена верхнеказанскими терригенно-карбонатными породами. Карбонатные осадки подвержены карстовым процессам.

Пруд-отстойник был сооружен в 1960–1961 гг. в долине р. Базлык (левый приток р. Дема), заложенной в верхнеказанских карбонатных породах (рис. 52). В основании и левом борту долины развиты делювиальные и перигляциальные глины и суглинки мощностью до 10 м. Сброс попутных рассолов с минерализацией 270 г/л осуществлялся в течение 1962–1966 гг. При сооружении названной емкости предполагалось, что глинистый экран явится надежной изоляцией, и утечка через него, ввиду слабых фильтрационных свойств пород, будет незначительной. Однако уже в первый год эксплуатации пруда (летом 1963 г.) ниже плотины появились грифоны соленых вод, и наблюдалось засоление источников, ранее использовавшихся для целей водоснабжения (с. Базлык в 2 км ниже пруда). В результате этого эксплуатация пруда была прекращена.

Через 5–6 лет после прекращения сброса в него рассолов содержание солей в глинистых отложениях под дном пруда (на глубине до 2 м) составляло 2000–2500 мг/100 г породы (хлора 1200–1500 мг/100 г). В то же время минерализация водных вытяжек из глин, не подверженных засолению (на склонах долин), составляла 40–70 мг/100 г (хлора 1,8–3,6 мг/100 г). По составу они гидрокарбонатные натриево-кальциевые, типа I.

Повторное изучение грунтов основания пруда-накопителя, выполненное нами через 19 лет после его ликвидации (1984 г.), показало (см. рис. 52, разрез 1), что под первой надпойменной террасой и дном пруда, ежегодно затапливаемыми талыми водами, произошло существенное рассоление глинистых отложений.

Общее содержание солей снизилось до 70–90 мг/100 г, а хлора — до 3–10 мг/100 г. На участках, где породы не были подвержены интенсивному промыву (вторая надпойменная терраса и нижние части склонов долины — скв. 3 и 7), в них сохранились значительно большие количества хлоридных солей (до 350–1600 мг/100 г, в том числе хлора 100–870 мг/100 г). Повышенной минерализацией (до 1,5 г/л) при гидрокарбонатно-хлоридном кальциево-натриевом составе (типа IIIб) характеризовались и подземные воды, вскрытые на глубине 7–8 м в верхнеказанских известняках, подстилающих почвогрунты зоны аэрации [Абдрахманов, 1993].

С целью выяснения дальнейших изменений в водно-солевом режиме глинистых пород и их обменно-адсорбционных свойств в июле 1991 и августе 1997 гг. выполнен новый цикл исследований. Опробования проводились в тех же точках, что и ранее.

Как видно (см. рис. 52, разрез 2), к 1991 г. произошло дальнейшее рассоление пород в чаше водохранилища. В основании емкости содержание хлор-иона уже не превышало 3–7 мг/100 г (скв. 1а, 2а), что

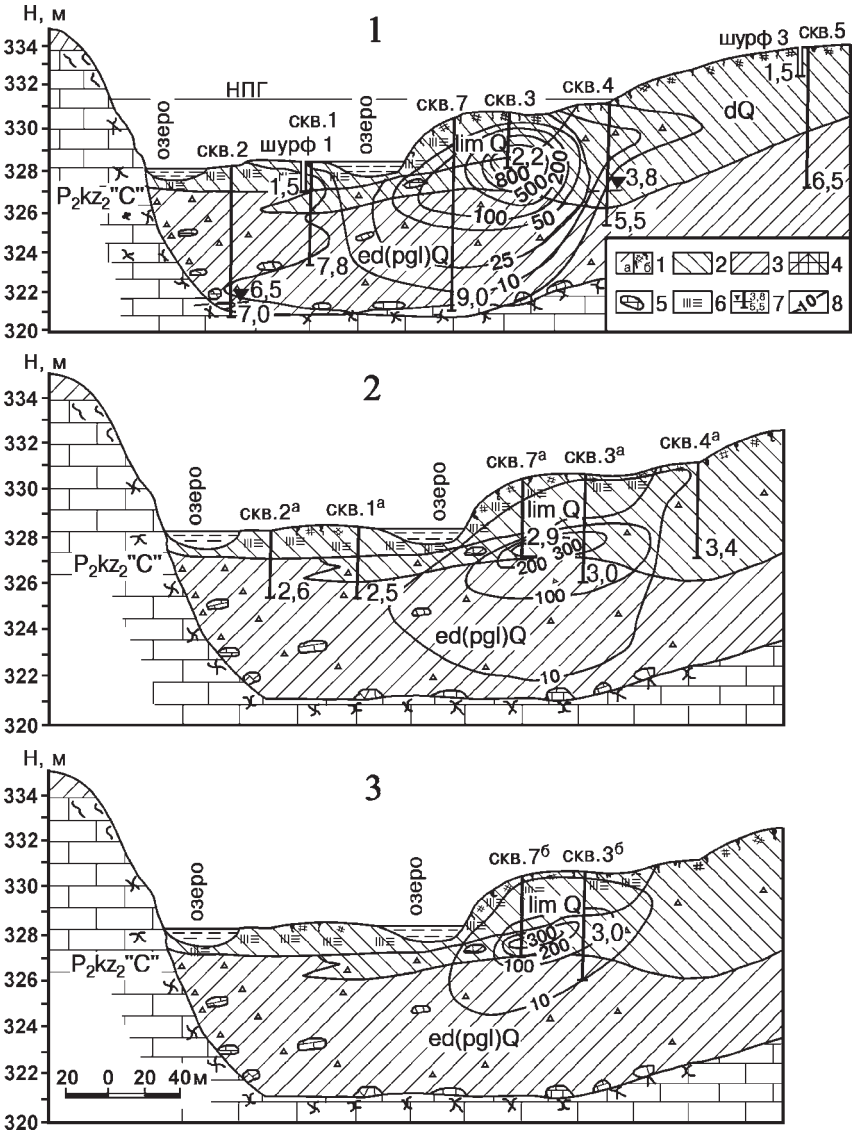



**Рис. 52. Изменение содержания хлор-иона в почвогрунтах основания пруда-накопителя нефтепромысловых сточных вод в долине р. Базлык [Абдрахманов и др., 2000]**

1–5 — породы: 1а — битум, 1б — почва, 2 — глина, 3 — суглинок, 4 — известняк трещиноватый, 5 — обломки известняка; 6 — заторфованность; 7 — уровень воды и глубина скважины (м); 8 — изолиния содержания хлора в поровом растворе (мг/100 г)

близко к его фону в естественных условиях (3–5 мг/100 г). На второй надпойменной террасе также произошло снижение концентрации солей до 370–620 мг/100 г (хлора до 200–380 мг/100 г).

Промыв осуществлялся талыми и дождевыми водами. Весной напор воды в водохранилище достигает 3–5 м, что влечет рост вертикального градиента фильтрации под его дном. Затем в результате инфильтрации уровень в водохранилище быстро падает, и к середине лета – осени здесь остаются только небольшие озера, покрытые с поверхности слоем нефти толщиной до 2–3 см. Вода в озерах пресная (0,31 г/л) гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, типа I. Содержание хлора в ней не превышает 14 мг/л.

Качественные изменения происходят и в составе поглощенного комплекса (ПК) глинистых пород. Вне влияния техногенеза на геологическую среду глинистые породы характеризуются повышенными значениями емкости ПК до 40–45 ммоль/100 г. В составе обменных катионов доминирующими являются кальций (до 97%) и магний (7,0–75%). Доля натрия и калия не превышает 2–4%. Под прудом-накопителем (после прекращения сброса стоков) в результате катионообменных процессов между породой и нефтяными рассолами в глинистых осадках, слагающих основание пруда, концентрация натрия и калия достигает 100–250 мг/100 г (10–53,5%). Доля кальция снижается до 60–47%.

Следует отметить, что относительно кратковременное (2–3 года) воздействие нефтепромысловых рассолов на глинистые отложения, а затем длительный промыв их маломинерализованными атмосферными осадками в течение 38 лет значительно изменили не только солевой состав пород, но вызвали изменения и в составе поглощенных катионов. В ПК вновь стали преобладать двухвалентные катионы: кальций — 76–91,5%, магний — 19,5–40%, в отдельных разрезах — до 88%. Концентрация натрия и калия составила 1,3–4,5%. Повышенное содержание (до 9–12,5%) одновалентных катионов сохранилось только в насыщенных хлоридными солями разрезах (скв. 3а, гл. 1,75–3,3 м; скв. 7а, гл. 1,5–3,0 м). Емкость ПК глинистых пород в интенсивно промытой части пруда при этом остается низкой — 16,27–19,69 и 6,68–14,69 ммоль/100 г. В террасовой части, где отсутствовали интенсивное засоление и последующий промыв, величина емкости ПК существенно выше (28,0–45,3 ммоль/100 г).

В 1997 г. максимальное содержание хлора в скважине 7б составило 371 мг/100 г при общем снижении концентрации солей в породах (см. рис. 52, разрез 3). При этом надо особо подчеркнуть, что содержание нефтепродуктов в породах в течение всего срока наблюдений существенных изменений в сторону снижения не претерпело.

Влияние другого пруда на зону пресных вод изучено на Манчаровском месторождении. Манчаровское месторождение находится в пределах

Бирской впадины, разделяющей Пермско-Башкирский и Татарский своды. Зона активного водообмена сложена преимущественно глинистыми породами неогенового возраста. Накопитель попутных рассолов функционировал до 1983 г. (около 24 лет). Размеры его: площадь 150×50 м, глубина 4 м. В настоящее время он ликвидирован (засыпан грунтом). Геологический разрез пруда (рис. 53) сверху вниз представлен: 1) насыпным слоем (глины, суглинки), интенсивно пропитанным нефтью, мощностью до 3 м; 2) четвертичными заторфованными серыми глинами (2–2,5 м) с сильным «нефтяным» запахом и 3) плиоценовыми коричневыми, светло-коричневыми суглинками (вскрытая мощность до 11 м).

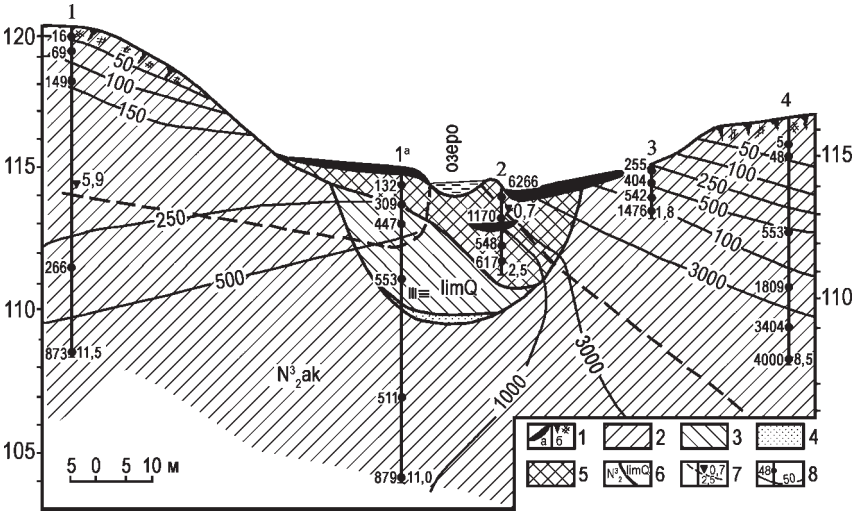



**Рис. 53. Гидрогеологический разрез пруда-накопителя нефтепромысловых стоков в долине р. Манчарки [Абдрахманов, 1993]**

1–5 — породы: 1а — битум, 1б — почва, 2 — суглинок, 3 — глина заторфованная, 4 — песок, 5 — насыпной грунт; 6 — стратиграфическая граница; 7 — скважина: цифры справа — уровень воды (м) и глубина (м); 8 — изолиния содержания хлор-иона в поровом растворе (мг/экв/100 г)

Скважинами I, Iа и 2 на глубине 1,7–5,9 м вскрыты грунтовые воды с высокой минерализацией (23,2–85,8 г/л) хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава типа IIIб. Ниже пруда в овраге также отмечаются источники (табл. 26, № 16) с хлоридной кальциево-натриевой водой (36,9–41,6 г/л).

Породы, слагающие ложе и борта пруда, сильно засолонены нефтепромысловыми стоками. Водорастворимые соли представлены преимущественно хлоридами натрия и кальция (рис. 54), являющимися основными

**Таблица 26**

Химический состав и гелиеносность вод зоны активного водоема районов нефтяных месторождений

| №№ проб | Месторождение, водопункт по рис. 49, 50 и водовмещающие породы | Сумма ионов, г/л | Главные ионы, мг/л, % экв | | | | | | Br/Sr, мг/л | He·$10^{-5}$, мл/л | pH/Eh, мВ | Индекс воды |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+ + K^+$ | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| 1 | Шпаковское, ист. 2, известняки, $P_2kz_2$ | 0,44 | 310,3 | 14,0 | 14,2 | 72,1 | 21,9 | 8,5 | 0,64 | 4,6 | 7,4 | $C_{IIIa}^{MgCa}$ |
| | | | 88,1 | 5,0 | 6,9 | 62,4 | 31,2 | 6,4 | 0,5 | | +235 | |
| 2 | Шпаковское, ист. 5, известняки, $P_2kz_2$ | 6,77 | 274,0 | 60,0 | 4007 | 904,0 | 254,0 | 1262 | 25,7 | 4,6 | 7,1 | $Cl_{IIIб}^{CaNa}$ |
| | | | 3,8 | 1,0 | 95,2 | 37,36 | 17,3 | 45,4 | 4,4 | | +160 | |
| 3 | Шпаковское, ист. 15, песчаники, $P_2kz_1$ | 10,39 | 201,0 | 1277 | 5301 | 1603 | 280 | 1726 | 43,9 | 4,6 | 7,2 | $Cl_{IIIб}^{CaNa}$ |
| | | | 1,8 | 14,8 | 83,4 | 45,0 | 12,9 | 42,1 | 16,0 | | +35 | |
| 4 | Шпаковское, ист. 19, известняки, $P_2kz_2$ | 5,15 | 226 | 1241 | 1968 | 928 | 142,0 | 649,0 | 11,9 | 4,6 | 7,4 | $Cl_{IIIб}^{CaNa}$ |
| | | | 4,4 | 30,3 | 65,3 | 53,8 | 13,6 | 32,6 | 4,4 | | 1230 | |
| 5 | Шпаковское, ист. 25, известняки, $P_2kz_2$ | 2,05 | 213,5 | 1176 | 106,5 | 366,7 | 120,4 | 64,4 | 1,17 | 24,0 | 6,9 | $S_{IIIб}^{MgCa}$ |
| | | | 11,3 | 79,0 | 9,7 | 59,0 | 31,9 | 9,1 | – | | –95 | |
| 6 | Шпаковское, ист. 20, известняки, $P_2kz_2$ | 2,34 | 189,0 | 1256 | 241 | 355,0 | 132,0 | 170,0 | 1,0 | 11,5 | 7,6 | $S_{II}^{NaMgCa}$ |
| | | | 8,6 | 72,6 | 18,8 | 49,2 | 30,3 | 20,5 | 4,0 | | –70 | |
| 7 | Туймазинское, ист. 19, известняки, $P_2u$ | 1,37 | 329,0 | 130,0 | 489 | 206,0 | 109,0 | 88,4 | 2,4 | 4,6 | 7,4 | $CCl_{IIIб}^{MgCa}$ |
| | | | 24,4 | 12,2 | 62,3 | 44,6 | 39,0 | 16,4 | 4,1 | | +180 | |
| 8 | Туймазинское, ист. 22, песчаники, $P_2kz_1$ | 1,83 | 526,0 | 298 | 429,0 | 154,0 | 41,0 | 376,0 | 2,1 | 4,6 | 7,3 | $CSCS_{IIIa}^{CaNa}$ |
| | | | 32,0 | 23,0 | 44,9 | 27,9 | 12,3 | 59,3 | 3,5 | | +135 | |

**Продолжение таблицы 26**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 9 | Туймазинское, ист. 20, песчаники, $P_2u$ | 2,05 | 335 / 16,0 | 202 / 12,2 | 872,0 / 71,8 | 294,0 / 41,9 | 136,0 / 32,0 | 213 / 26,1 | 4,8 / 7,7 | 4,6 | 7,5 / +130 | $Cl^{NaM}_{IIIб}$ |
| 10 | Туймазинское, ист. 8, песчаники, $P_2u$ | 4,71 | 250,0 / 5,0 | 433,0 / 11,0 | 2464 / 84,0 | 832,0 / 48,8 | 306 / 29,6 | 426,6 / 21,6 | 6,1 / 20,8 | 4,6 | 6,9 / +280 | $Cl^{NaMgCa}_{IIIб}$ |
| 11 | Туймазинское, ист. 12, песчаники, $P_2kz_1$ | 17,41 | 293,0 / 1,6 | 706 / 4,8 | 10142 / 93,6 | 2443 / 39,0 | 632,0 / 16,7 | 3186 / 44,3 | 64,5 / 73,1 | 4,6 | 7,0 / +180 | $Cl^{CaNa}_{IIIб}$ |
| 12 | Туймазинское, ист. 5, известняки, $P_2kz_2$ | 18,63 | 311,0 / 1,6 | 520 / 3,4 | 10851 / 95,0 | 2403 / 35,8 | 462,0 / 11,4 | 4079 / 52,8 | 66,5 / 85,0 | 4,6 | 6,6 / +70 | $Cl^{CaNa}_{IIIб}$ |
| 13 | Туймазинское, ист. 5, известняки, $P_2sl$ | 72,9 | 171,0 / 0,2 | 3135 / 5,3 | 41577 / 94,5 | 2824 / 11,0 | 1143 / 7,4 | 24067 / 81,6 | 139,6 / 34,5 | 550–1500 | 6,2 / –340 | $Cl^{Na}_{IIIб}$ |
| 14 | Манчаровское, скв. 1022, песчаники, $N^3_2ak$ | 0,7 | 527,0 / 97,9 | 10,6 / 2,5 | 1,8 / 0,6 | 76,2 / 42,7 | 38,9 / 36,0 | 45,0 / 21,3 | – | 4,6 | 7,2 / – | $C^{NaMgCa}_{I}$ |
| 15 | Манчаровское, ист. 1009, суглинки, $N^3_2ak$ | 13,4 | 149,5 / 1,0 | 186,7 / 1,6 | 8295 / 97,4 | 2325 / 48,3 | 522,9 / 17,9 | 1873 / 33,8 | 13,9 / 5,4 | 4,6 | 7,2 / – | $Cl^{NaCa}_{IIIб}$ |
| 16 | Манчаровское, скв. 1006, глины, $N^3_2ak$ | 41,6 | 366,0 / 0,8 | 108,2 / 0,3 | 25701 / 98,9 | 3367 / 22,9 | 1082 / 12,1 | 10987 / 65,0 | 36,0 / 25,2 | 4,6 | 6,78 / – | $Cl^{CaNa}_{IIIб}$ |
| 17 | Манчаровское, скв. 1005, глины, $N^3_2ak$ | 85,8 | 302,0 / 0,3 | 11,5 / 0,01 | 53175 / 99,69 | 6052 / 20,0 | 1617 / 8,9 | 24646 / 71,1 | – | 4,6 | 6,45 / – | $Cl^{CaNa}_{IIIб}$ |
| 18 | Арланское, кол. 28, пески, alQ | 0,42 | 366,0 / 49,2 | 74,9 / 12,8 | 53,3 / 12,3 | 182,4 / 74,6 | 28,0 / 18,9 | 18,4 / 6,5 | – | 5,6 | 6,9 / +200 | $C^{Ca}_{IIIa}$ |

**Окончание таблицы 26**

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 19 | Арланское, скв. 53, пески, alQ | 0,42 | 305,0 | 9,1 | 3,6 | 82,2 | 12,2 | 4,4 | – | 7,4 | 7,78 | $C_{II}^{Ca}$ |
| | | | 94,5 | 3,6 | 1,9 | 77,5 | 18,9 | 3,6 | | | +110 | |
| 20 | Арланское, скв. 40, пески, alQ | 0,68 | 326,0 | 167,5 | 14,2 | 124,2 | 21,9 | 28,5 | – | 12,3 | 7,2 | $SC_{II}^{Ca}$ |
| | | | 57,9 | 37,8 | 4,3 | 67,1 | 19,5 | 13,4 | | | +120 | |
| 21 | Арланское, ист. 38, пески, alQ | 1,92 | 567,3 | 51,8 | 117,6 | 302,6 | 77,8 | 85,1 | – | 16,0 | 7,08 | $CCl_{IIIa}^{MgCa}$ |
| | | | 38,4 | 4,5 | 9,5 | 62,4 | 26,4 | 11,2 | | | – | |
| 22 | Арланское, скв. 14, пески, $P_2u$ | 6,7 | 33,6 | 294,2 | 3834 | 50,7 | 13,4 | 2030 | – | 31,9 | 7,6 | $Cl_{IIIб}^{CaNa}$ |
| | | | 0,5 | 6,4 | 94,1 | 29,1 | 0,9 | 77 | | | –135 | |
| 23 | Арланское, скв. 39, пески, $P_2u$ | 8,58 | 51,8 | 2817 | 2769 | 513,0 | 161,7 | 2269 | – | 141,7 | 7,45 | $SCl_{II}^{Na}$ |
| | | | 0,6 | 42,7 | 56,7 | 18,6 | 9,7 | 71,7 | | | –30 | |
| 24 | Арланское, скв. 30, пески, $P_2u$ | 51,1 | 42,5 | 1534 | 30318 | 3748 | 717,4 | 14764 | – | 267 | 6,8 | $Cl_{IIIб}^{CaNa}$ |
| | | | 0,1 | 3,6 | 96,3 | 21,1 | 6,6 | 72,3 | | | –120 | |
| 25 | Кушкульское, ист. ВП–18, известняки, $P_1a$ | 0,8 | 284,0 | 13,0 | 259,0 | 141,3 | 24,3 | 76,1 | 2,6 | 4,6 | 7,35 | $CCl_{IIIб}^{NaCa}$ |
| | | | 37,9 | 2,5 | 59,6 | 57,2 | 16,2 | 26,6 | 1,4 | | – | |
| 26 | Сергеевское, скв., гл. 3,5 м, супеси, alQ | 12,5 | 146,1 | 186,0 | 8107 | 1740 | 997,1 | 369 | – | – | 6,8 | $Cl_{IIIб}^{MgCa}$ |
| | | | 1,0 | 1,7 | 97,3 | 58,3 | 34,9 | 6,8 | | | – | |

Примечание: в пробах № 18, 21 концентрация $NO_3^-$ соответственно составляет 196,6 (25,7% экв) и 720 (47,6% экв) мг/л; «–» ингредиент не определялся

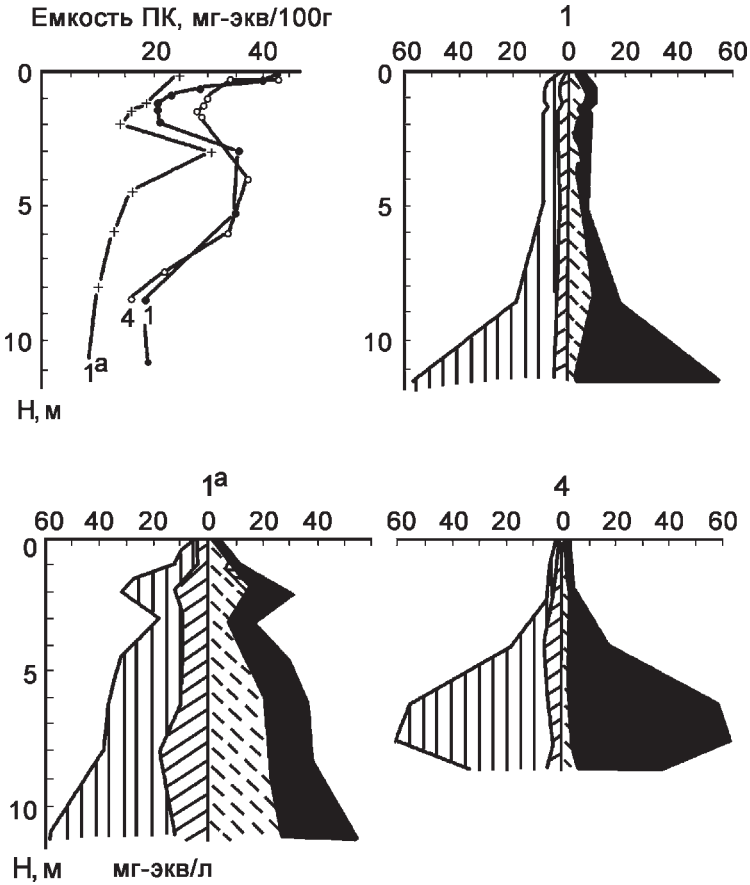



**Рис. 54. Изменение с глубиной емкости поглощенного комплекса и состава поровых растворов пород пруда-накопителя в долине р. Манчарки [Абдрахманов, 1993]**

Условные обозначения см. на рис. 35

компонентами нефтепромысловых рассолов. В водных вытяжках (скв. 1) присутствует также гидрокарбонат натрия (до 15 мг-экв/100 г).

Как видно из рис. 53 и 54, в бортах пруда насыщенность глинистых пород солями резко возрастает с глубины 4–8 м, а чаще максимум их отмечается сверху вниз. Общее содержание солей в водных вытяжках колеблется от 154 до 10277 мг/100 г. По преобладающим анионам они в основном принадлежат к хлоридному классу. Содержание хлора колеблется от 5–50 до 5000–6266 мг/100 г. В отдельных вытяжках в довольно большом количестве присутствует гидрокарбонат-ион (до 1756 мг/100 г).

Содержание магния не превышает 25–36 мг/100 г, и лишь в одном случае (скв. 2, глубина 0,1 м) его содержание достигает 208 мг/100 г.

Влияние крепких рассолов на глинистые породы не ограничивается изменением только состава водорастворимых солей. Значительная перестройка коснулась и ПК пород. Сравнение состава поглощенных катионов и емкости обмена глинистых отложений, не подверженных процессам техногенеза и интенсивно метаморфизованных под влиянием пластовых рассолов, свидетельствует об их существенных изменениях (см. рис. 13–14, 54). Ход изменения емкости ПК до глубины 2–5 м в обоих случаях совпадает: вначале она резко падает (с 43,0 до 21,1–15,7 мг-экв/100 г), затем повышается (до 35,9–37,8). Начиная с глубины 7–8 м, в условиях техногенного влияния емкость обмена снова снижается до 18,7–9,1 мг-экв/100 г (см. рис. 54), тогда как в ненарушенных условиях она относительно стабильна (см. рис. 13–15).

Обратимся к качественным изменениям в ПК. В плиоценовых отложениях, не подверженных процессам техногенеза, содержание одновалентных катионов не превышает 32,4 мг/100 г (4,2%). В результате катионообменных процессов между породой и нефтяными рассолами в глинистых осадках, слагающих основание пруда, концентрация натрия и калия достигает 150–334 мг/100 г, что составляет 37,0–62,5% от общей емкости ПК (рис. 55). Доля кальция при этом снижается от 97–94 до 56–37% (830–400 до 200–150 мг/100 г). Относительное содержание магния также резко падает от 35–20 до 15–1%. Наблюдается уменьшение и общей емкости поглощения (рис. 56).

В результате вытеснения натрием, содержащимся в рассолах в высоких концентрациях (88 г/л), кальция и магния из ПК пород величина отношения мольных количеств двух- и одновалентных катионов в ПК снижается от 38,2 до 0,9. При дальнейшем рассолении грунтов под влиянием метеогенных вод химический состав подземных вод эволюционирует в направлении:

$$Cl^{Na}_{IIIb} \rightarrow Cl^{Na}_{IIIa} \rightarrow CCl^{Na}_{I} \rightarrow C^{Na}_{II} \rightarrow C^{Ca}_{II}.$$

Реальность подобной метаморфизации подтверждается имеющимися фактами формирования содовых растворов на рассматриваемом участке (в частности, в пруде-накопителе).

Таким образом, данные натурных наблюдений свидетельствуют о том, что пруды-накопители нефтепромысловых сточных вод являются источниками загрязнения подземных вод и геологической среды в целом на длительное время.

При попадании нефтепромысловых рассолов на поверхность земли на физико-химическое состояние грунтов оказывают влияние не только минерализованные воды, но также нефть, нефтепродукты, ПАВ и другие органические вещества. Миграция нефти в породах

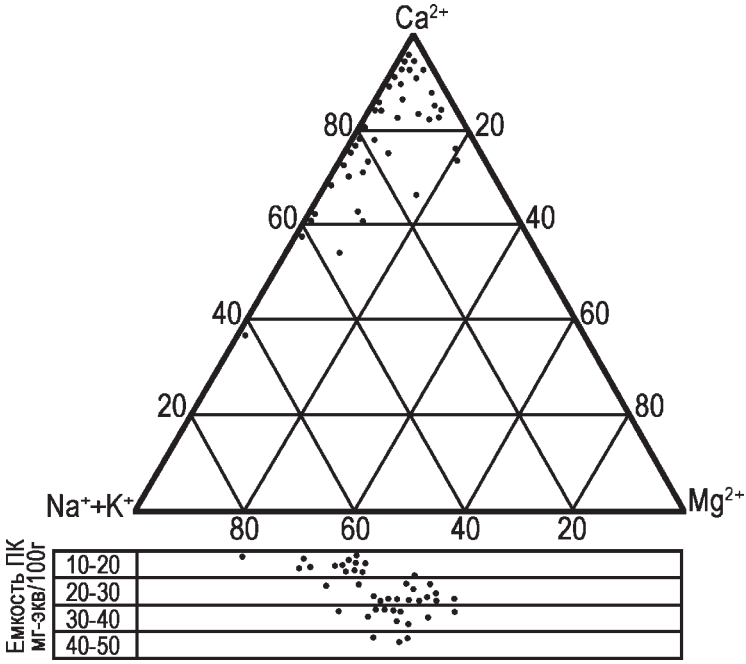



**Рис. 55. Состав и емкость поглощенного комплекса пород пруда-отстойника [Абдрахманов, 1993]**

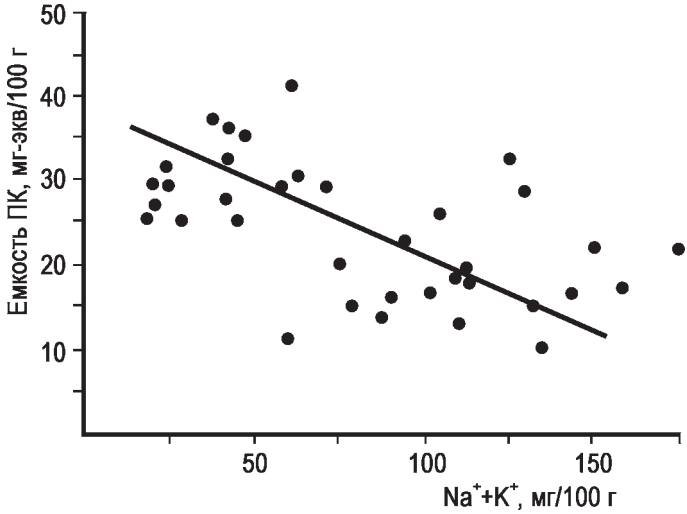



**Рис. 56. Зависимость концентрации натрия от емкости поглощенного комплекса пород районов воздействия нефтепромысловых рассолов [Абдрахманов, 1993]**

сопровождается сорбционными процессами. Наибольшей сорбционной активностью обладают глинистые породы, состоящие из минералов группы монтмориллонита. Наши исследования [Попов, Абдрахманов, Тугуши, 1992] состава глинистых осадков зоны аэрации, как уже отмечалось в главе 2, свидетельствуют о том, что в них преобладают минералы групп смектит-монтмориллонита (до 75%). При наличии в глинистой фракции минералов этой группы в результате сорбций нефтяных компонентов наблюдается образование органоминеральных компонентов [Тютюнова, 1987]. Одновременно изменяется ионно-солевой комплекс пород зоны аэрации. В обменных процессах при этом будут участвовать не только катионы, но и органические молекулы, проникая в межслойные пространства глинистых минералов. Как отмечает И.Д. Зхус [1966], под влиянием внедрения нефтепродуктов в осадочные породы в ходе эпигенеза монтмориллонит может превращаться в гидрослюду.

Как известно [Дривер, 1985], в межслойном пространстве монтмориллонита присутствует вода, количество которой определяется природой межслойного катиона. Когда межслойные катионы представлены кальцием и магнием, имеется обычно два слоя молекул воды. В подобной ситуации расстояние между базальными поверхностями (около 1,4 нм) и влажность породы невелики. В случае проникновения в межслойное пространство натрия, количество воды здесь может увеличиваться во много раз, что приводит к набуханию, минеральных частиц, разрушению структуры и резкому изменению проницаемости.

Аналогично поведение минералов этой группы и в разного рода органических средах. Изменение базальных межплоскостных расстояний при этом составляет от 0,95 нм (минимального) до 1,25 нм, что соответствует внедрению одного слоя молекулы воды, а увеличение до 1,55 нм отвечает двойному слою воды. В растворах NaCl степень разбухания в зависимости от концентрации электролита резко увеличивается, межпакетное расстояние изменяется от 2,0 до 15,0–20,0 нм и образуется 3–4 слоя воды [Минералогическая энциклопедия, 1985].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в процессе взаимодействия рассолов, насыщенных различными минеральными и органическими соединениями, с глинистыми породами наблюдается не только изменение состава гидратированных и адсорбированных катионов, но и общей емкости поглощающего комплекса. Последнее, как представляется, связано как с природой участвующих в обменно-адсорбционных реакциях катионов, так и с наличием в техногенных растворах нефтепродуктов, обволакивающих глинистые частицы и таким образом затрудняющих проникновение ионов раствора в диффузный слой глинистых минералов.

Источники влияния подтипа IVB на зону пресных вод, как уже отмечалось, это трубопроводы различного назначения. При порывах рассоло- и нефтепроводов в приповерхностную зону и на поверхность поступает от десятков до нескольких десятков тысяч кубических метров пластовых рассолов или нефти. Значительная часть трубопроводов на месторождениях находится в сильно изношенном состоянии. В начальной стадии эксплуатации, например, Туймазинского месторождения (1944–1958 гг.) аварийных порывов из-за коррозии не было (ППД осуществлялось пресной водой). В последующем аварийность увеличилась следующим образом: в 1959–1968 гг. — 326 аварий, 1969–1975 гг. — 3276, 1976–1978 гг. — 4421. Удельная частота порывов резко увеличивается в зависимости от длительности эксплуатации трубопроводов (рис. 57). Наибольшая частота порывов (более 75–90%) приходится на трубы со сроком службы более 10–15 лет.

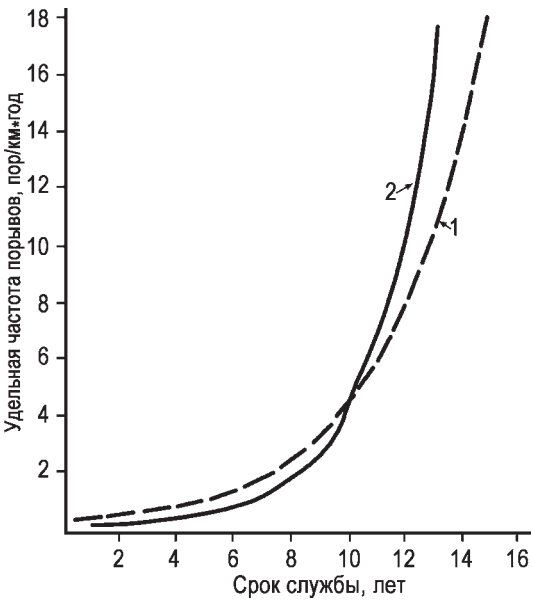



**Рис. 57.**
**Зависимость частоты порывов высоконапорных (*1*) и низконапорных (*2*) водоводов от срока службы на Туймазинском нефтяном месторождении [Абдрахманов, 1993]**

Время обнаружения и ликвидации порывов на трубопроводах составляет от нескольких часов до нескольких суток. При этом на поверхность земли попадает от 45–103 до 5032–16300 м$^3$ рассолов, 2–5 т нефти, загрязняя до 72 тыс. м$^2$ земли в год. Некоторое количество рассолов поступает в виде поверхностного стока в ручьи и реки, засолоняя последние, а большая часть (до 90–95%) инфильтруется через почвогрунты в подземные воды. За время эксплуатации месторождения через зону аэрации проходят миллионы кубометров рассолов. Насыщая хлоридными солями почвогрунты, эти рассолы являются источником весьма длительного (по расчетам десятки – сотни лет) загрязнения пресных подземных вод.

## 5.3. Геохимические особенности зоны пресных вод

Объектом исследований являются неглубокозалегающие подземные воды в районах нескольких нефтяных месторождений, расположенных в различных геолого-структурных условиях: на Бугульминоко-Белебеевской возвышенности (Шкаповское, Туймазинское) и в Бирской седловине (Арланское и Манчаровское). Привлечены также гидрогеохимические данные по другим месторождениям, расположенным на уфимском плато (Куш-Кульское и др.) и в Бельском прогибе (Сергеевское и др.).

Масштабы и характер загрязнения пресных вод, сроки действия загрязняющих веществ зависят от многих факторов: геологического строения (литологии пород), подвижности вод верхней гидродинамической зоны, вида и состава загрязнителей, сроков эксплуатации месторождений и пр. В зависимости от указанных причин площади засоленных пресных вод колеблются от нескольких квадратных километров (Манчаровское месторождение, участки Сергеевской площади) до 200–500 км$^2$ и более (Шкаповское, Туймазинское, Арланское месторождения).

Как уже отмечалось, в естественной обстановке региона гидрогеологические условия характеризуются прямым типом физико-химической зональности, выражающимся снижением подвижности вод с глубиной, закономерной сменой пресных гидрокарбонатных (0,3–0,8 г/л) вод (в неогеновых, татарских, казанских, уфимских, а на Уфимском плато — и в нижнепермских отложениях) солеными сульфатными и сульфатно-хлоридными (в уфимских, кунгурских), а последних — хлоридными рассолами (в нижней перми – девоне) с минерализацией до 300 г/л и более. Одновременно наблюдается изменение состава водорастворенных газов от кислородно-азотного до сульфидно-углекисло-метаново-азотного и азотно-метанового, рост температуры вод от +5 до 30°С и выше. В соответствии с этим снижаются Eh (от плюс 300–100 до минус 430–250 мВ) и pH (от 8,8–8 до 7–5,4).

В пределах разрабатываемых нефтяных месторождений указанная гидрогеохимическая зональность кардинально нарушена. Наиболее заметные изменения произошли в верхней гидродинамической зоне, заключающей пресные и слабосолоноватые воды в нижнепермских (Куш-кульское месторождение), верхнепермских (Шкаповское, Туймазинское) неогеновых и четвертичных (Арланское, Манчаровское, Сергеевское и др.) отложениях (см. табл. 26, рис. 49, 50).

За контуром нефтяных месторождений эти горизонты заключают инфильтрогенные гидрокарбонатные кальциевые, магниево-кальциевые и натриевые воды, относящиеся к типам II и I с минерализацией 0,3–0,7 г/л. К загипсованным породам приурочены сульфатные кальциевые воды типа II с минерализацией до 2–2,5 г/л. Они характеризуются

величинами Eh от +100 до +350 мВ, pH 7,0–8,5, содержанием микроэлементов (мг/л): брома — 0,05–0,3, йода — 0,001–0,005, бора — 0,01–0,5, стронция — менее 0,5, лития — менее 0,01.

В нижней части верхнепермского разреза в пределах Татарского свода, Бирской седловины и моноклинального склона мощностью до 200 м (см. рис. 9–11), соответствующей зоне затрудненной циркуляции, распространены сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые минеральные лечебные воды с минерализацией до 15–20 г/л. Формирование химического состава подземных вод верхнего этажа бассейна в целом осуществлялось под воздействием комплекса природных процессов: выщелачивания и растворения, ионного обмена, гидролиза и др. [Абдрахманов, Попов, 1985, 1990; Попов, 1985; Попов, Абдрахманов, Тугуши, 1992].

В результате проникновения пластовых рассолов в верхние водоносные горизонты утратились естественные связи ионно-солевого состава подземных вод с литолого-минералогическими особенностями водовмещающей среды, появились новые, ранее не свойственные отложениям геохимические типы вод. Минерализация вод во многих случаях повысилась и достигла 5–10 и даже 40 г/л. Одновременно воды стали хлоридными натриевыми и хлоридными кальциево-натриевыми типа IIIа (хлормагниевого) и IIIб (хлоркальциевого). В солевом составе вод появились NaCl, $CaCl_2$, и $MgC1_2$ (рис. 58, 59). На один – три порядка возросли концентрации микроэлементов (мг/л): брома — 0,5–66,5, йода — 0,7–2,2, бора — 0,5–2,85, стронция — 1,0–8,5, лития — 0,03–0,75. Снизилось содержание $O_2$ (от 8–10 до 0,1–0,5 г/л), в отдельных водопунктах появился $H_2S$ (до 0,5–3, иногда 112 мг/л), в связи с чем значение Eh уменьшилось до –340 мВ, а pH — до 6,2. Отмечается присутствие в подземных водах нефтепродуктов (от 0,1–0,25 до 3,7–4,5 мг/л, иногда и более).

Формирование этих вод обусловлено процессами смешения пластовых рассолов карбона – девона с маломинерализованными водами неогеново-четвертичных и верхнепермских отложений. Это подтверждается анализом графиков смешения (рис. 60–62) из которых виден характер этого процесса, соответствующий линейной зависимости. Необходимо обратить внимание на то важное обстоятельство, что в серии промежуточных вод верхнепермских отложений с минерализацией 2,5–10 г/л доля рассолов глубинного происхождения не превышает 1–3%. Это свидетельствует о сильной уязвимости верхней гидрогеохимической зоны по отношению к загрязнению: в существующих условиях даже небольшого количества рассолов, попадающих в пресные воды, вполне достаточно для того, чтобы последние стали непригодны для хозяйственно-питьевых целей.

Анализ химического состава и минерализации подземных вод, по результатам опробования источников в многолетнем плане, свидетельствует об их непостоянстве. В пределах Шкаповского и Туймазин-

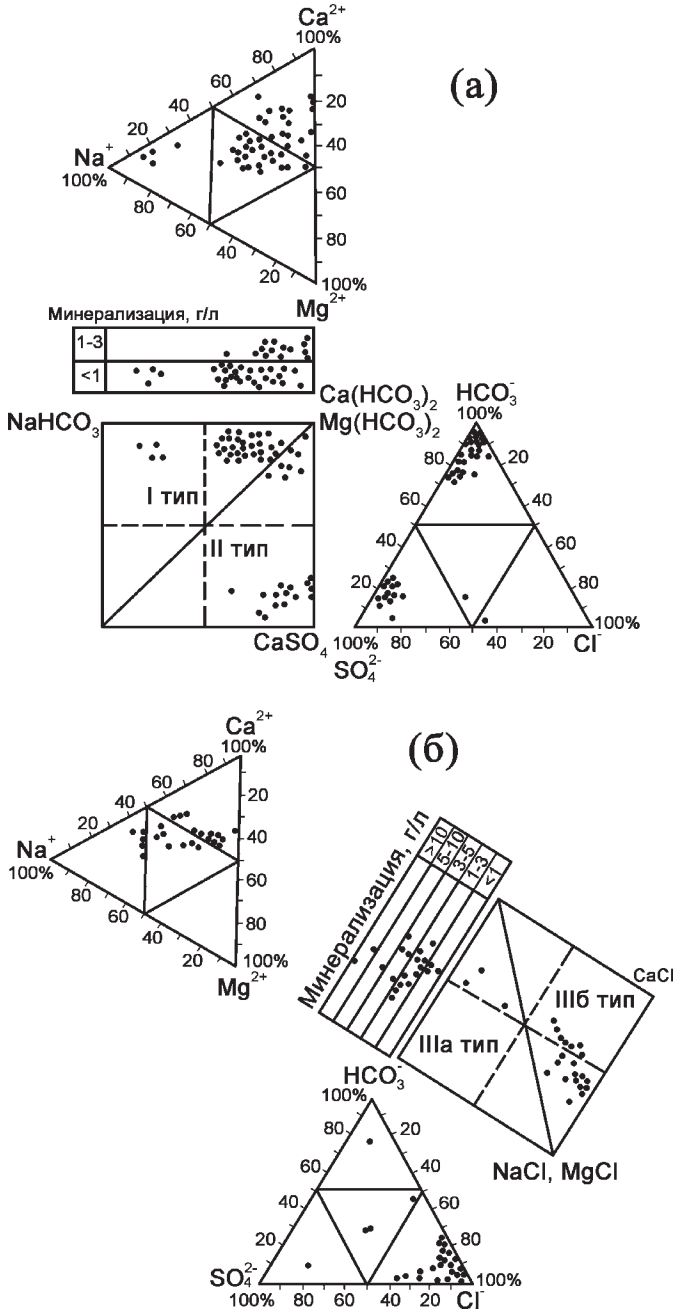



**Рис. 58. Графики химического состава вод верхнеказанских отложений за контуром нефтяных месторождений (а) и внутри контура (б) [Абдрахманов, 1993]**

ского месторождений минерализация воды имеет тенденцию в целом, при значительных (рис. 63, 64) колебаниях по годам, к снижению. Часто отмечается зависимость величины минерализации от дебита источников: снижение их дебита сопровождается ростом концентрации растворенных солей, увеличение дебита — уменьшением минерализации. Изменение дебита источников обусловлено количеством атмосферных осадков, то есть наблюдается взаимосвязь между химическим составом вод, дебитами источников и гидрометеорологическими факторами.

Такая связь свидетельствует о проникновении здесь нефтепромысловых рассолов в горизонты пресных вод конвективно-фильтрационным путем, главным образом через зону аэрации, то есть за счет источников загрязнения подтипов IVБ и IVВ.

Значительную опасность для зоны питьевых вод представляют широко используемые на нефтепромыслах для интенсификации добычи различные химические реагенты: поверхностно-активные вещества (ПАВ), кислоты, щелочи и пр. Только в объединении «Башнефть» за последние десять – двадцать лет использовано от 85 до 127 наименований химических соединений в количестве до нескольких десятков тонн в год [Байков, Галиев, 1987; Мурзакаев, Максимов, 1989].

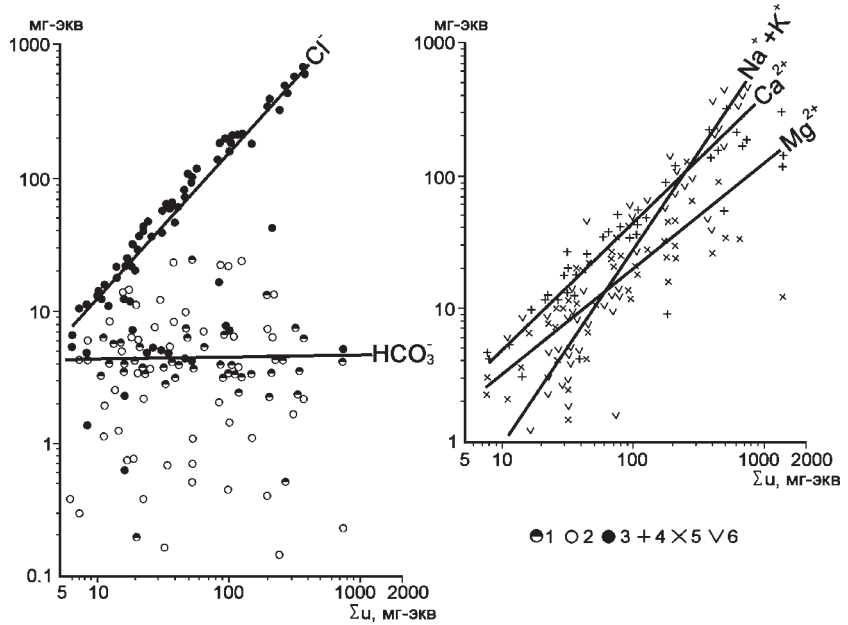



**Рис. 59. Зависимость ионного состава от минерализации подземных вод районов нефтяных месторождений Предуралья [Абдрахманов, 1993]**

1–6 — ионы: 1 — гидрокарбонатный, 2 — сульфатный, 3 — хлоридный, 4 — кальциевый, 5 — магниевый, 6 — натриевый и калиевый

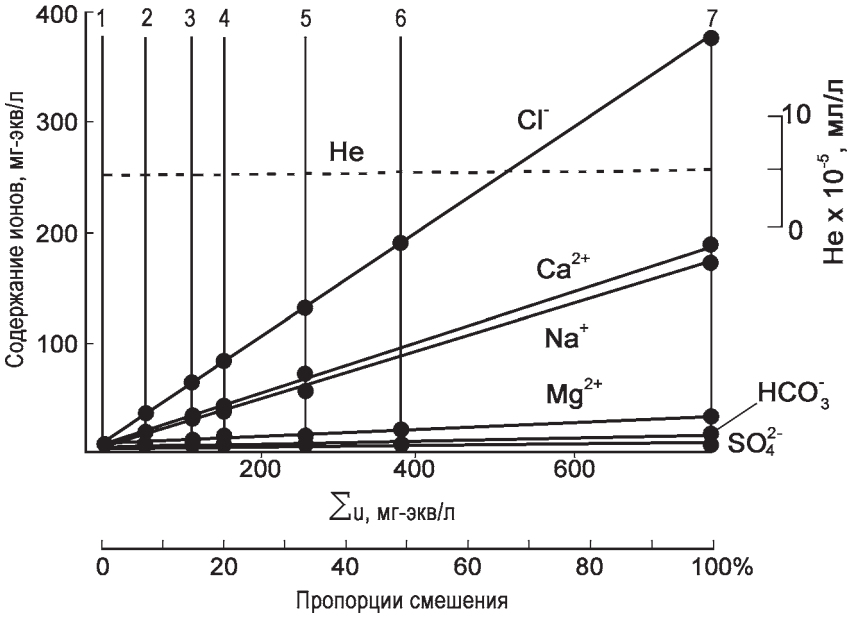



**Рис. 60. График смешения гидрокарбонатных магниево-кальциевых и хлоридных натриево-кальциевых вод в верхнепермских отложениях Шкаповского нефтяного месторождения [Абдрахманов, Попов, 1990]**

Потенциальная опасность ПАВ для геологической среды обусловлена их особыми физико-химическими свойствами (хорошая растворимость в воде, капиллярная активность, пенообразующая, диспергирующая и другие способности). ПАВ, поступая с рассолами на поверхность, обладают высокой способностью мигрировать через почвогрунты. Отдельные ПАВ обнаруживаются на глубине до 30 м на расстоянии до 3 км от источника загрязнения по потоку подземных вод. Кроме того, ПАВ способствуют более широкому распространению в геологической среде других химических соединений. Они оказывают влияние на адсорбцию и десорбцию, переводят в растворенное состояние нефть и нефтепродукты [Мурзакаев, Максимов, 1989]. Закачиваемые в скважины ПАВ интенсивно сорбируются горными породами в нефтеносных пластах, а в дальнейшем десорбируются нефтью и переходят в пластовые рассолы. Концентрация ПАВ в пластовых водах контролируется процессами сорбции и биохимической деструкции [Тютюнова, 1987]. Активность этих процессов в значительной степени зависит от термобарических и гидрогеохимических условий.

Извлекаемые вместе с нефтью пластовые рассолы, попадая через порывы водоводов, прискважинные площадки, пруды-накопители,

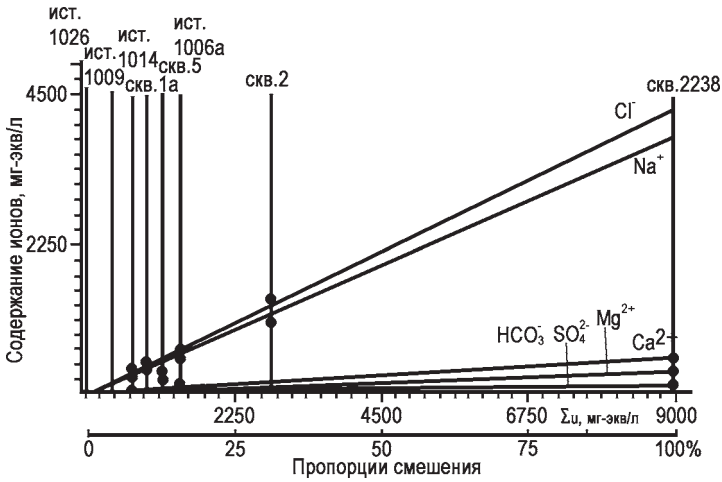



**Рис. 61. График смешения гидрокарбонатных кальциевых и хлоридных натриевых (пластовых) вод в неогеновых отложениях в районе Манчаровского нефтяного месторождения [Абдрахманов, Попов, 1990]**

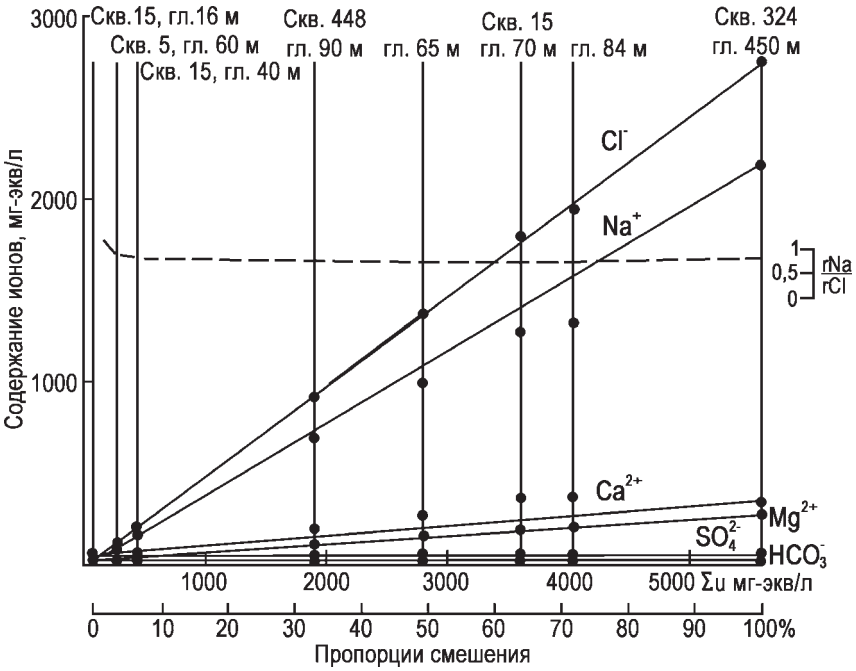



**Рис. 62. График смешения сульфатных кальциевых и хлоридных натриевых вод в уфимских отложениях под долиной р. Белой [Попов, 1985]**

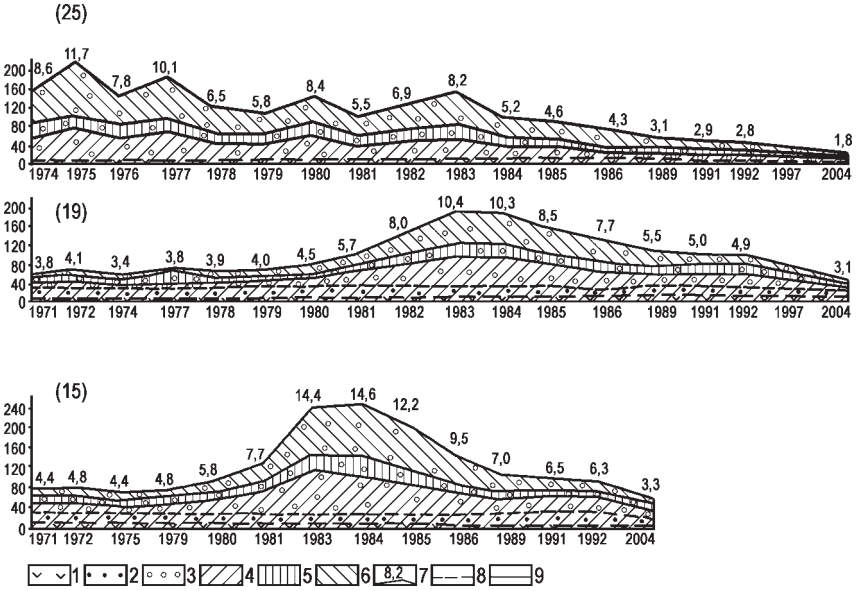



**Рис. 63. Изменение химического состава и минерализации подземных вод верхнепермских отложений Шкаповского нефтяного месторождения (в кружках номера по рис. 49)**

1–6 — ионы: 1 — гидрокарбонатный, 2 — сульфатный, 3 — хлоридный, 4 — кальциевый, 5 — магниевый, 6 — натриевый и калиевый; 7 — минерализация (г/л); 8–9 — гидрогеохимические границы: 8 — анионного состава, 9 — катионного состава

карстовые воронки и прочие емкости в зоны аэрации и пресных вод, насыщают ПАВ последние.

Исследованиями [Мурзакаев, Максимов, 1989], проведенными в специально пробуренных на горизонты пресных вод скважинах, установлено присутствие в подземных водах ПАВ в значительных количествах (в мг/л): анионоактивных — от 0,6 до 12,3, катионоактивных — от 0,3 до 4,4, неионогенных — от 0,8 до 6,4, фосфорорганических комплексов — от 0,13 до 7,2. В поверхностных водах содержание ПАВ примерно в 2–3 раза ниже, чем в подземных (мг/л): анионоактивных — 0,1–6,7 мг/л, катионоактивных — 0,2–3,4, неионогенных — 0,9–1,6, фосфорорганических — 0,04–2,2.

Накопление в подземных водах зоны активного водообмена высоких концентраций ПАВ способствует длительному загрязнению ими поверхностных вод и, в конечном счете, представляет значительную опасность в целом для окружающей среды. Установлено, что анионоактивные и неионогенные ПАВ уже в небольших концентрациях способствуют интенсивному размножению сапрофитных бактерий, а такие

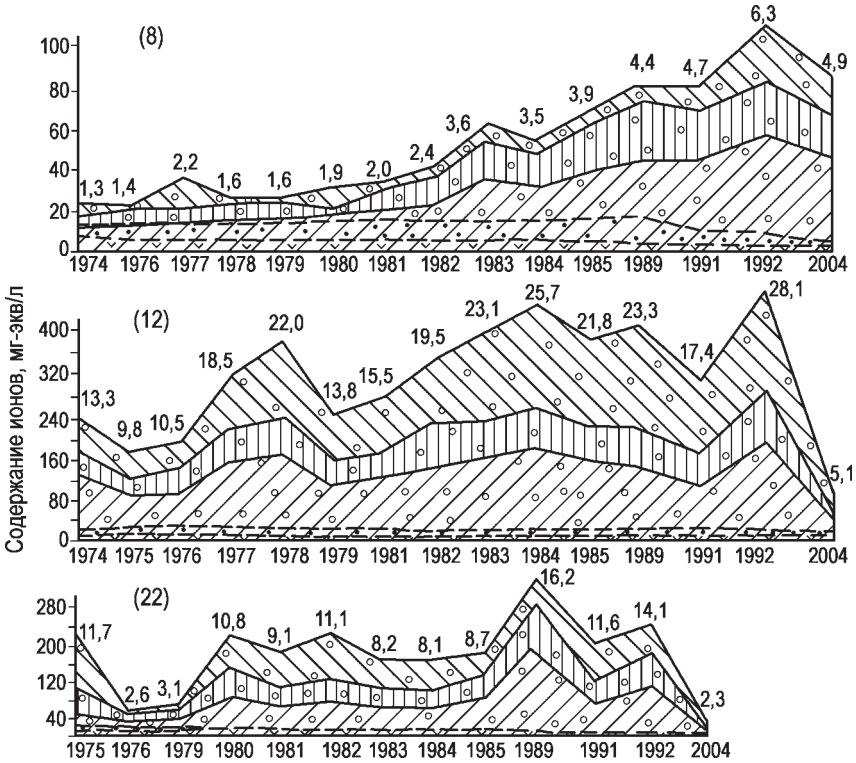



**Рис. 64. Изменение химического состава и минерализации подземных вод верхнепермских отложений Туймазинского нефтяного месторождения (в кружках номера по рис. 50)**

Условные обозначения см. на рис. 63

патогенных микроорганизмов (бактерий брюшного тифа). Большинство ПАВ практически не подвергается разложению в процессе обработки питьевой воды на современных очистных сооружениях, то есть барьерная функция водопроводных сооружений по отношению к ПАВ очень низка.

Необходимо также отметить длительный срок сохранения ПАВ в водной среде. В поверхностных водоемах они легко сорбируются органическими и минеральными веществами, оседают вместе с ними на дно и являются вторичным источником загрязнения воды.

Кроме пластовых рассолов, различных химических реагентов, на поверхность земли попадает большое количество нефти. Глубина проникновения и ареалы распространения нефти в водоносных пластах зависят от многих факторов: мощности зоны аэрации и состава слагаю-

щих ее пород, плотности и вязкости нефти, гидродинамических особенностей водоносных горизонтов и пр.

Просачивание нефти через почвогрунты сопровождается насыщением последних нефтепродуктами и развитием сорбционных явлений. Причем натурные наблюдения свидетельствуют, что проникновение легких фракций фиксируется на всю мощность зоны аэрации (до 10 м и более), сложенной глинистыми породами (глины, суглинки), тогда как тяжелые фракции ограничиваются глубиной 0,5–2,5 м [Абдрахманов, 1993]. Содержание нефтепродуктов в почвогрунтах колеблется от 8–15 до 120–130 мг/кг и более. В основаниях прудов-накопителей даже после прохождения длительного времени (более 25 лет) насыщенность нефтепродуктами в интервале глубин 0,5–2,5 м (пруд в долине р. Базлык) остается очень высокой (нефть выжимается из породы).

Имеются сведения [Пиковский и др., 1985], что в результате захоронения разлившейся нефти в глубоком земляном амбаре возникает мощный внутрипочвенный поток нефти, двигающийся к месту разгрузки грунтовых вод со скоростью 25 м в месяц. Верхняя граница потока при этом прослеживалась на глубине 0,5–0,6 м. а нижняя смыкалась с зеркалом грунтовых вод. На расстоянии 750 м уровень загрязнения воды был всего в пять раз меньше, чем в месте загрязнения. Фильтрация наблюдалась в породах илово-глинистого состава.

Специальные исследования почв, загрязненных нефтепродуктами и сточными водами на разных месторождениях Башкортостана [Габбасова, Абдрахманов и др., 1997; Габбасова, 2004], показали, что они по сравнению с фоновыми аналогами имеют более темный цвет, бóльшую плотность, появление столбчатой структуры, высокое содержание углерода (даже через 4 года содержание углерода достигало 8,5%, при дозе загрязнения нефтью 25 л/м$^2$), при этом ухудшается азотный режим, уменьшается содержание подвижных фосфора, калия, нарушается водно-воздушный режим и пр.

Серьезной проблемой в нефтедобывающей промышленности является отложение радиоактивных солей и тяжелых металлов на технологическом оборудовании при добыче, сборе, транспортировке и подготовке нефти. В 80-х годах на месторождениях нефти в Татарстане стали известны факты интенсивного отложения радиоактивных осадков на технологическом оборудовании товарных парков и установок подготовки нефти. Техногенные радиоактивные загрязнения, связанные с нефтедобычей, проявляются и в других регионах России. На площадях в десятки и сотни гектаров мощность дозы гамма-излучения составляет от 100 до 1000 мкР/час, достигая 3 мР/час в местах очистки технологического оборудования. Радиоактивное загрязнение образуется также при многочисленных порывах нефтепроводов и водоводов. Прогнозируется, что при сохранении существующего положения

районы нефтедобычи могут стать зонами экологического бедствия. Общее радиоэкологическое воздействие нефтепромыслов на окружающую среду в тысячи раз превышает воздействие АЭС [Минигазимов, 1999, 2000].

Основная масса радиоактивных элементов накапливается в различных шламонакопителях, нефтешламовых амбарах. Основная причина появления радия в пластовых флюидах нефтяных месторождений — выщелачивание и ионный изотопный обмен. В результате на Ромашкинском месторождении Татарстана происходит вынос радиоактивного радия, причем максимум наблюдается в первые 2–3 года эксплуатации. При увеличении обводненности добываемой нефти до 60% и более поступление радионуклидов резко снижается (на 2 порядка). Объем загрязненных радионуклидами отходов (осадков) достигает 5 тыс. $м^3$/год, содержание радиобарита в них достигает 90%.

Как уже отмечалось, шламонакопители, в особенности земляные амбары, являются серьезным источником загрязнения природной среды, так как они эксплуатируются в течение нескольких десятилетий. Вопросам утилизации нефтяных шламов (отходов) и ликвидации амбаров уделяется недостаточное внимание; при этом система мониторинга загрязнения природных объектов предусматривает контроль только концентрации нефти и хлоридов.

В то же время, дозиметрические измерения на базе капитального ремонта ППН НГДУ «Аксаковнефть» (пос. Сухоречка) показали фон 292 мкР/ч (при норме 30 мкР/ч), а в нефтяном амбаре — 655 (4-ый деэмульсатор) и свыше нескольких тыс. мкР/ч (3-й деэмульсатор).

В шламонакопителях (амбарах) НГДУ «Туймазанефть» происходит концентрирование и накопление ТМ, добываемых в составе продукции скважин. В неорганической части нефтешлама из амбара УКПН–5 обнаружено (% вес.): бериллия, германия, олова, галлия, кадмия, кобальта — $10^{-2}$; мышьяка, скандия, свинца, ниобия, ванадия, никеля, хрома, циркония, тория, урана — $10^{-3}$; марганца, молибдена, меди, цинка, стронция — $10^{-2}$; титана — 0,2; железа, бария — 1,0.

Больше всего в нефтях ванадия и никеля. Им сопутствуют Mo, Mn, Cr, Fe, Zn, Cu, As, Pb и др. Известно, что основная масса металлов сосредоточена в высококипящей части нефти и остаточном нефтяном сырье, прежде всего в асфальтосмолистых веществах. Они могут присутствовать в составе неорганических соединений, переходящих из пластовых вод, или в форме металлоорганических соединений и комплексов, например, в виде ванадийпорфиринов.

В золе нефтей содержание ванадия и никеля достигает 60% от суммарного количества металлов. В нефтях Урало-Поволжья концентрация ванадия в среднем составляет 39–115 мг/кг, никеля — до 14 мг/кг. Формы существования ванадия и никеля в нефтях изучены наиболее полно.

Общий объем эмиссии токсичных ТМ в природную среду при добыче, транспорте, переработке нефти, сжигании жидкого и газообразного топлива никогда не определялся. Если учесть, что только на нефтяных месторождениях Татарстана и Башкортостана добыто более 3,5 млрд. т нефти и около ста млрд. $м^3$ пластовых вод, в природную среду попали десятки тыс. т токсичных ТМ и РЭ [Минигазимов, 2000].

Радиоактивному заражению месторождений способствовало и использование ядерных взрывов для повышения нефтеотдачи пластов.

На Грачевском месторождении НГДУ «Ишимбайнефть» АНК «Башнефть» (введено в разработку в 1958 г.) в 1965 г. проводились два этапа опытно-промышленных работ [Емельянов, 1997] по воздействию ядерных взрывов на добычу нефти (объект «Бутан»).

В целом радиационный фон на территории Республики составляет 6–17 мкР/ч (естественный фон для нашего района). На территории Башкортостана функционируют около 70 предприятий, осуществляющих деятельность в области использования атомной энергии [Гос. доклад..., 2003].

## 5.4. Геохимический мониторинг подземных вод с использованием тренд-анализа

Для выяснения закономерностей распределения ингредиентов ионно-солевого состава подземных вод нефтяного месторождения (на примере Шкаповского) в пространстве и во времени как одного из элементов гидромониторинга, ведущегося на объекте более 20 лет, использован тренд-анализ гидрогеохимической информации [Попов, Абдрахманов, Иванова, 1996]. Тренд-анализ — это геологическое название математико-аналитического метода разделения двух компонент: систематической, которая отражает региональную общую геологическую (гидрогеологическую) обстановку, и случайной (локальные отклонения от региональной закономерности). Предполагается, что любое из наблюдаемых значений (концентрация какого-либо компонента в пробе воды) может быть представлено в виде суммы двух компонент, одна из которых ($f$) рассматривается как неслучайная функция от координат ($x_1$, $x_2$), а другая ($\varphi$) — как случайная:

$$y(x_1, x_2) = f(x_1, x_2) + \varphi(x_1, x_2). \qquad (5.1)$$

Детерминированная часть $f(x_1, x_2)$ отражает закономерные изменения параметра $y$ в пределах исследуемого пространства. Такая систематическая составляющая обычно связывается с действием регионального геологического фактора, сфера влияния которого заметно превышает размеры

участка аппроксимации (в данном случае это состояние подземных вод до загрязнения). Появление флуктуации $\varphi(x_1, x_2)$ может быть вызвано влиянием локально действующих факторов (техногенное загрязнение).

Тренд можно определить как линейную функцию географических координат, построенную по данным наблюдений таким образом, что сумма квадратов отклонений их от тренда минимальна. Следовательно, должно выполняться условие

$$\sum_{i-1}^{n}(\hat{y}_i - y_i)^2 \to \min, \tag{5.2}$$

где $\hat{y} = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2$.

Именно эта функция рассматривается как относительная концентрация компонента и характеризуется изолиниями на картах тренд-поверхностей разного порядка.

Результат наблюдения (концентрация компонента в пробе воды) рассматривается как функция положения точки наблюдения в пространстве, а уравнение линейной поверхности тренда имеет вид:

$$\hat{y} = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2, \tag{5.3}$$

где $\hat{y}$ — концентрация компонента, $x_1$ и $x_2$ — географические координаты, $b_0$, $b_1$, $b_2$ — коэффициенты уравнения, которые можно оценить методом наименьших квадратов с помощью системы уравнений

$$\begin{cases} \sum y = b_0 n + b_1 \sum x_1 + b_2 \sum x_2 \\ \sum x_1 y = b_0 \sum x_1 + b_1 \sum x_1^2 + b_2 \sum x_1 y_2, \\ \sum x_2 y = b_0 \sum x_2 + b_1 \sum x_1 x_2 + b_2 \sum x_2^2. \end{cases} \tag{5.4}$$

Вообще тренд-анализ следует рассматривать как один из вариантов статистического метода множественной регрессии, и поэтому все приемы обработки данных взяты из регрессионного анализа [Дэвис, 1990].

Поскольку выбрать априори наилучшую форму функции, описывающую поверхность тренда, нельзя, то обычно проводятся последовательные приближения к неизвестной функции путем увеличения степени полинома (вводятся степени выше первой и смешанные произведения географических координат, так как полиномы исключительно чувствительны к этой операции). С помощью полиномов достаточно высоких степеней можно описывать весьма сложные поверхности. При отсутствии регионального тренда полиномы высоких степеней будут отражать локальные аномалии.

Метод наименьших квадратов может быть применен не только к уравнению прямой, но и к уравнению кривой второго (и более высокого) порядка путем добавления соответствующих компонент.

Поверхность тренда второго порядка будет описываться уравнением

$$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_1^2 + b_4x_2^2 + b_5x_1x_2, \qquad (5.5)$$

где $b_0$, ..., $b_5$ — коэффициенты, $x_1$ и $x_2$ — географические координаты.

При переходе к уравнениям более высокого порядка каждая географическая координата возводится в заданную степень и добавляются соответствующие смешанные произведения. Так, уравнение поверхности тренда третьей степени имеет вид

$$y = b_0 + \overbrace{b_1x_1 + b_2x_2}^{1} + \overbrace{b_3x_1^2 + b_4x_2^2 + b_5x_1x_2}^{2} + \overbrace{b_6x_1^3 + b_7x_2^3 + b_8x_1x_2 + b_9x_1x_2^2}^{3}. \qquad (5.6)$$

Обычно считается, что приближение теоретической поверхности тренда к результатам наблюдений плохое, если $r < 0{,}3$, где $r$ — коэффициент множественной корреляции. При $r > 0{,}7$ наблюдается хорошая согласованность поверхности тренда и исходных данных. Согласованность построенной поверхности тренда (уравнения регрессии) и исходных данных можно проверить статистически с помощью дисперсионного анализа, который основан на разделении общей дисперсии набора данных наблюдений на компоненты: тренд (регрессию) и остаток (отклонения).

При общей проверке предположения о наличии или отсутствии тренда рассматривается частное от деления оценки дисперсии уравнения регрессии на оценку дисперсии отклонений. Значение критерия Фишера F дает вероятный ответ на вопрос, имеет ли регрессия какой-либо эффект по сравнению со случайными отклонениями. Если вычисленное значение F превысит допустимое, соответствующее заданному уровню значимости и числу степеней свободы, то гипотеза о том, что регрессии нет, отвергается как противоречащая натурным данным и принимается альтернативная (значимой регрессии).

При последовательном увеличении степени полинома, описывающего тренд-поверхнсть, можно распространить дисперсионный анализ на изучение тех вкладов в изменчивость, которые дают добавляемые регрессионные компоненты. Это позволяет ввести меру эффективности увеличения порядка уравнения. Такой критерий определяется разностью сумм квадратов уравнений регрессии высшего и предшествующего порядков. Разделив эту разность на разность соответствующих чисел свободы, получим средний квадрат регрессии, обусловленный увеличением степени полинома. Результат деления полученного среднего квадрата на квадрат отклонения более высокой степени будет иметь F-распределение. Если вычисленное значение F превышает допустимое при заданном уровне значимости и соответствующем числе степеней свободы, то увеличение степени полинома эффективно (табл. 27).

**Таблица 27**

Последовательность проверки эффективности увеличения степени полинома в уравнении регрессии (прочерк — значение не определялось)

| Источник изменчивости | Сумма квадратов | Число степеней свободы | Среднее квадратов | F |
|---|---|---|---|---|
| Уравнение регрессии степени Р+1 | $SS_{RP+1}$ | m | $MS_{RP+1} = (SS_{RP+1})/m$ | $\frac{MS_{RP+1}*}{MS_{DP+1}}$ |
| Отклонение от уравнения регрессии степени Р+1 | $SS_{DP+1}$ | n–m–1 | $MS_{DP+1}$ | – |
| Уравнение регрессии степени Р | $SS_{RP}$ | k | $MS_{RP}$ | – |
| Отклонение от уравнения регрессии степени Р | $SS_{DP}$ | n–k–1 | $MS_{DP}$ | $\frac{MS_{R1}**}{M_{DP}}$ |
| Уравнение регрессии степени от Р до Р+1 | $SS_{R1} = SS_{RP+1} - SS_{RP}$ | m–k | $MS_{R1}$ | $\frac{MS_{R1}***}{MS_{DP+1}}$ |
| Общая изменчивость | SS1 | n–1 | – | – |

* Проверка значимости поверхности тренда степени Р+1; ** Проверка значимости поверхности тренда степени Р; *** Проверка эффективности увеличения степени полинома.

Число степеней свободы, соответствующее общей изменчивости, равно n–1, где n — число наблюдений. Число степеней свободы, соответствующее регрессии, равно числу членов полинома, используемого для построения уравнения, число степеней свободы, соответствующее отклонениям, равно разности между числами степеней свободы общей изменчивости и регрессионного полинома.

Наблюдательная гидрогеохимическая сеть состоит из 62 водопунктов (источники и скважины), расположенных как на территории нефтяного месторождения, так и за ее пределами (рис. 65). Исследовались три наиболее репрезентативные выборки (1974, 1977 и 1991 гг.) с числом членов 57, 43 и 44 соответственно. Каждая из них характеризовалась девятью признаками: двумя географическими и семью гидрогеохимическими. К последним относятся М, $HCO_3^-$, $SO_4^{2-}$, $C1^-$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Na^+$. Все выборки обрабатывались по стандартной программе TREND (ВСЕГЕИ), и для каждой из них построены карты поверхностей тренда с увеличением степеней аппроксимирующего полинома от 1 до 5 по каждому признаку. Кроме того, был проведен дисперсионный анализ полученных уравнений. Все значения *F* брались при уровне значимости 0,95. В итоге была получена серия карт (105 штук) тренд-поверхностей различного порядка для каждого гидрогеохимического параметра за три указанных года.

По каждому году, отдельно для каждого признака, с помощью дисперсионного анализа выявлялась эффективность увеличения степени

аппроксимирующего полинома с целью получения лучшей аппроксимирующей поверхности тренда или (при его отсутствии) выделения локальных аномалий гидрогеохимического поля. Для выяснения характера изменения гидрогеохимической обстановки на месторождении с 1974 по 1991 г. проводился сравнительный анализ поверхностей тренда по каждому гидрогеохимическому признаку для каждой степени полинома. Сравнение карт тренда с различными степенями аппроксимации не только возможно, но и необходимо, так как с повышением степени полинома все большую роль начинают играть эффекты, связанные с действием локальных факторов (в данном случае это техногенное загрязнение подземных вод), а общие гидрогеологические факторы (тренд до загрязнения) теряют свое значение. Таким образом, все это может свидетельствовать о тенденциях изменения гидрогеохимического режима подземных вод под влиянием техногенного фактора.

Установлено, что в 1974 г. (начальный период разработки нефтяного месторождения) геохимическое состояние подземных вод определялось совокупным влиянием природных и техногенных процессов. Среди первых, реализуемых в системе вода—порода—газ—органическое вещество, ведущую роль играли процессы экстракции карбонатов и сульфатов из пород, гидролиза алюмосиликатов, обменно-адсорбционные явления [Абдрахманов, Попов, 1990]. За пределами нефтяного месторождения верхнепермские отложения повсеместно были насыщены пресными гидрокарбонатными водами. Нередко они встречались и на его территории. Однако наиболее характерными для нее были хлоридные и сульфатно-хлоридные соленые воды пестрого катионного состава с явным смешением с нефтяными рассолами. Максимальная минерализация их достигала 11 г/л.

В это время существовал региональный тренд природных компонентов (гидрокарбонатного и отчасти сульфатного ионов, свойственных маломинерализованным водам зоны активного водообмена), описываемый уравнением линейной поверхности (рис. 65 а). При этом в направлении с северо-востока на юго-запад концентрация $HCO_3^-$ закономерно снижалась (от 0,51 до 0,07 г/л), а концентрация $SO_4^{2-}$ увеличивалась (от 0,01 до 0,5 г/л), что обусловливалось естественными факторами формирования химического состава подземных вод, в частности усилением загипсованности водовмещающих верхнепермских пород.

В соответствии с этими концентрациями значения F-критерия составляли 4,74 и 7,47 при критическом его значении ($F_{кр}$) 3,23, а коэффициенты множественной корреляции — 0,40 и 0,48. Увеличение степени полинома, как в случае $HCO_3^-$, так и в случае $SO_4^{2-}$, не приводило к существенному улучшению аппроксимации. Для остальных гидрогеохимических показателей региональных закономерностей распределения по площади исследуемого месторождения не наблюдалось. Вместе с тем

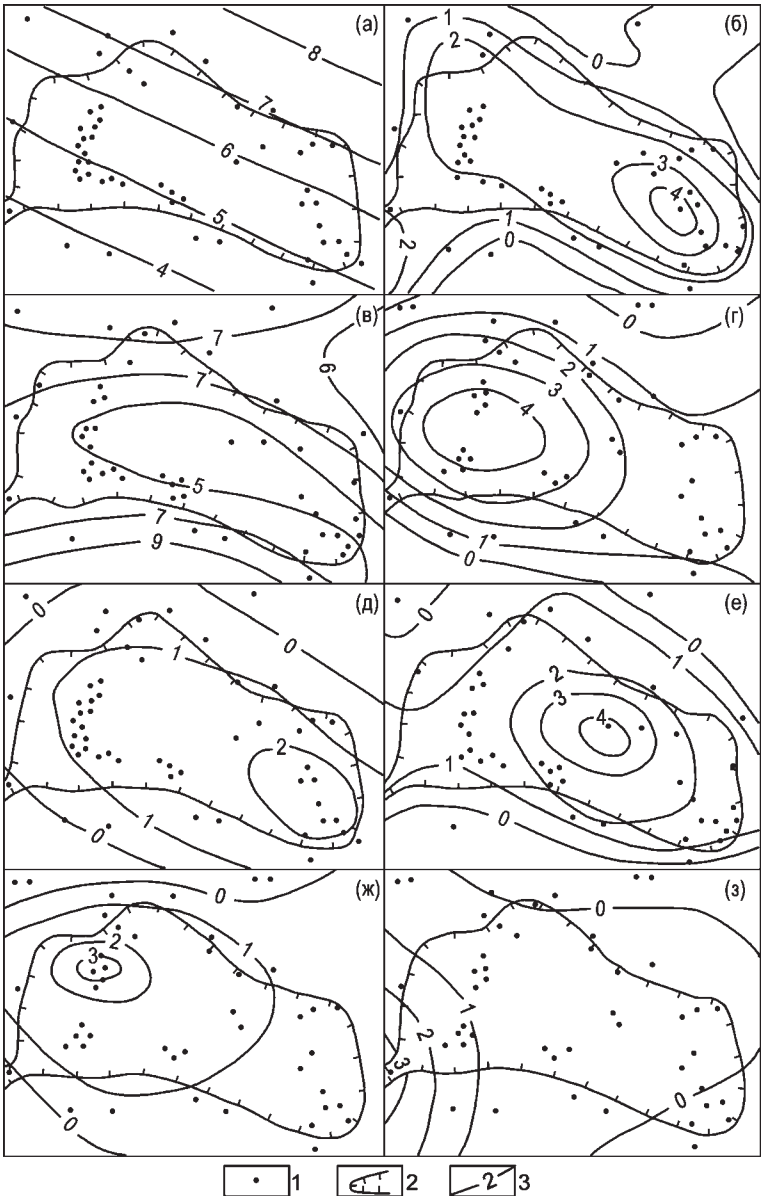



**Рис. 65. Карты поверхностей тренда [Попов, Абдрахманов, Иванова, 1996]**

а — первого порядка гидрокарбонатного иона в 1974 г., б — пятого порядка иона магния в 1974 г., в — четвертого порядка гидрокарбонатного иона в 1977 г., г — третьего порядка минерализации в 1991 г., д–ж — третьего порядка хлора соответственно в 1974, 1977, 1991 гг., з — второго порядка сульфатного иона в 1991 г. 1 — водопункт, 2 — граница нефтяного месторождения, 3 — содержание компонента в относительных единицах

на ней появились локальные аномалии полей концентраций некоторых компонентов, свойственных глубинным нефтепромысловым рассолам. Так, возникли аномальные концентрации $Mg^{2+}$, для которого значимо увеличение степени аппроксимирующего полинома от четвертого до пятого порядка: $F(2,1) > F_{кр}(2,0)$. На поверхности тренда пятого порядка при $r = 0,62$ в юго-восточной части объекта выделился участок (рис. 65 б) с повышенным содержанием $Mg^{2+}$ в подземных водах (до 0,4 г/л при фоновых значениях 0,05–0,1 г/л). Подобные же локальные аномалии концентраций $Ca^{2+}$, $Na^{+}$ и $Cl^{-}$ отчетливо видны на картах тренд-поверхностей высокого порядка. Все они соответствуют участкам наиболее интенсивного влияния техногенных процессов на подземную гидросферу в этот период.

Важно отметить, что миграция пластовых рассолов в верхние водоносные горизонты, ведущая к ухудшению эколого-гидрогеохимической обстановки в районе нефтяного месторождения, осуществляется как через зону аэрации в результате, например, утечки из водоводов и нефтепроводов и фильтрации нефтепромысловых вод из прудов-накопителей, так и непосредственно из глубокозалегающих продуктивных горизонтов путем восходящих перетоков преимущественно по затрубным пространствам и стволам некачественно затампонированных скважин. Для диагностики этих растворов предложен гелиевый метод, позволяющий дифференцировать источники техногенного влияния на глубинные и поверхностные и выявлять особенности флюидопереноса в осадочном чехле нефтегазоносного бассейна [Попов, Егоров, 1990].

В пределах описываемого нефтяного месторождения, как показали результаты гелиевых исследований, проникновение нефтяных рассолов в горизонты зоны активного водообмена происходит главным образом сверху, то есть через породы зоны аэрации. Аномальные концентрации водорастворенного He, свидетельствующие о наличии восходящих перетоков рассолов, встречены только в 5% опробованных водопунктов.

В 1977 г. исчез региональный тренд $HCO_3^-$, что объясняется почти полным замещением на месторождении пресных вод солеными. На картах тренд-поверхностей четвертого и пятого порядков месторождение характеризуется минимальным содержанием $HCO_3^-$ (рис. 65 в). Некоторый рост его концентрации происходит к периферийным участкам, где подземные воды еще не претерпели больших геохимических изменений под влиянием нефтедобычи.

Поведение $SO_4^{2-}$ в подземных водах на территории месторождения было близко к таковому в 1974 г.: сохранилась тенденция усиления сульфат-насыщенности вод в юго-западном направлении, а увеличение степени аппроксимирующей поверхности было малоэффективным.

Коренная перестройка гидрогеохимических условий месторождения за счет резкого усиления роли техногенных процессов в трансформации

состава подземных вод зоны гипергенеза привела к тому, что в 1991 г. здесь преобладали хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией ≥5 г/л, высокими концентрациями Br (0,55–61,5 мг/л), I (0,7–2,2 мг/л), Sr (1,0–8,5 мг/л), Li (0,03–0,75 мг/л). В них отмечено наличие нефтепродуктов (0,2–5 мг/л), поверхностно-активных и других веществ, свойственных подземным водам нефтедобывающих районов.

Следует подчеркнуть, что загрязняющие вещества нефтяного происхождения проникли во все компоненты окружающей среды (поверхностные и подземные воды, почву и подстилающие горные породы, атмосферу), из-за чего создалась критическая экологическая ситуация, вызвавшая частичное переселение населения в другие районы. Особенно острой стала проблема обеспечения людей качественной питьевой водой.

Геохимические последствия техногенеза выразились в полном исчезновении тренда $HCO_3^-$ в подземных водах. Вместо него сформировался региональный тренд минерализации второго и третьего порядков (рис. 65 г), а также $Cl^-$, $Ca^{2+}$, $Na^+$ и $Mg^{2+}$: $F(2,3–5,4) > F_{кр}(2,1–3,3)$, $r = 0,82$. Характер поведения их во времени и в пространстве иллюстрируется картами тренд-поверхности второго порядка $Cl^-$ — одного из наиболее консервативных химических элементов, так как он не образует труднорастворимых соединений, не накапливается биогенным путем и не сорбируется коллоидными системами.

В 1974 г. аномальные концентрации $Cl^-$ в подземных водах наблюдались на востоке территории нефтяного месторождения, в 1977 г. — в ее центральной части, а в 1991 г. — в западной (рис. 65 д–ж). Одновременно отмечалось некоторое усиление интенсивности аномалий и общее усиление хлоридности подземных вод по площади.

Близкий к описанному характер перемещения аномалий концентраций с востока на запад свойствен также $Na^+$, $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$. Причина этого феномена, вероятнее всего, связана с миграцией загрязняющих веществ в потоке подземных вод от Базлыкского пруда, расположенного в восточной части нефтяного месторождения. В дальнейшем загрязнение распространилось от пруда-отстойника на запад, что хорошо согласуется с общим направлением движения подземных вод. Скорости их движения вполне достаточны для возникновения подобных гидрогеохимических эффектов.

На некоторых участках загрязняющие вещества конвективными потоками вод были вынесены за пределы нефтяного месторождения. В целом оно на картах тренд-поверхностей разного порядка резко отличалось от смежных с ним территорий.

В 1991 году продолжал существовать линейный тренд $SO_4^{2-}$: $F(5,4) > F_{кр}(3,3)$, $r = 0,48$, такой же, как и в предыдущие годы (рис. 65 з). Эта особенность поведения $SO_4^{2-}$ объясняется тем, что поступление его в подземные воды и миграция в них определяются главным образом

природными процессами (экстракция гипса из водовмещающих верхнепермских пород). Роль техногенного фактора при этом более чем скромная вследствие низкой сульфатности пластовых рассолов девонского комплекса (0,1–0,5 г/л).

Таким образом, результаты тренд-анализа, выполненного в системе гидромониторинга на нефтяном месторождении, указывают на прогрессирующее загрязнение пресных подземных вод. Сам метод позволяет осуществлять не только современную и ретроспективную гидрогеохимическую оценку, но и давать прогноз распространения загрязнения в подземной гидросфере.

## 5.5. Использование гелиевого метода для решения гидрогеоэкологических задач

Объективное решение вопроса об источниках и путях проникновения загрязняющих веществ в зону пресных вод возможно только на базе комплексных гидрогеологических и гидрогеохимических исследований. Среди последних, как установлено, весьма информативны гелиометрические исследования [Абдрахманов, 1993; Абдрахманов, Попов, 1990; Попов, Егоров, 1990].

Определение источников и условий поступления загрязняющих веществ в зону пресных вод является важной частью оценки защищенности («сверху» и «снизу») последних от техногенного воздействия. Это особенно важно в нефтедобывающих районах, где миграция рассолов в верхние горизонты, содержащие пресные воды, возможна как через зону аэрации, так и непосредственно из глубокозалегающих водоносных комплексов путем восходящих перетоков, преимущественно по стволам и затрубным пространствам скважин.

Основанием для использования гелиевого метода при решении задач охраны подземных вод в нефтедобывающих районах являются следующие обстоятельства. При миграции попутных нефтепромысловых рассолов в зону пресных вод через зону аэрации (например, при порыве трубопроводов) формируются гидрогеохимические аномалии, обладающие низкими (фоновыми) концентрациями гелия, равновесными атмосферной ($5 \cdot 10^{-5}$ мл/л). Это связано с тем, что при отделении нефти от рассола (а его содержание в общем флюиде достигает 90% и более), представляющем довольно сложный технологический процесс, осуществляемый на установках ППН, практически весь гелий выводится из воды в результате дегазации. Так, на Туймазинском, Шкаповском, Манчаровском нефтяных месторождениях гелиеносные рассолы девона (содержание гелия до 1–5 мл/л) после переработки в цехах ППН содержат гелия всего $(5–6) \cdot 10^{-5}$ мл/л.

В то же время, гидрогеохимические аномалии в горизонтах пресных вод, связанные с восходящими перетоками рассолов непосредственно из нефтеносных пластов, содержат гелия на несколько порядков выше фона при сходном составе воды. Указанная особенность распределения гелия в подземных водах позволяет использовать гелиометрический метод для дифференциации источников засоления на поверхностные (подтипы IVБ и IVВ) и глубинные (подтип IVА) и выявлять пути проникновения нефтепромысловых рассолов в верхнюю гидрогеохимическую зону.

Данные табл. 26, характеризующие химический состав и гелиеносность вод неогеново-четвертичных и верхнепермских отложений районов Шкаповского, Туймазинского, Манчаровского и других нефтяных месторождений, свидетельствуют о том, что при изменении минерализации от 0,4 до 85,5 г/л и химического состава от гидрокарбонатного магниево-кальциевого до хлоридного натриево-кальциевого содержание гелия преимущественно остается фоновым — $4{,}6 \cdot 10^{-5}$ мл/л.

Как видно, в данном случае гелий индифферентен к геохимическим показателям вмещающей его водной среды. Это позволяет заключить, что поступление рассолов в горизонты пресных вод происходит сверху (то есть через зону аэрации) из негерметичных водоводов, прудов-отстойников и прочих объектов на поверхности. В ходе этого процесса общий ионно-солевой состав рассолов не претерпевает существенных изменений, чего нельзя сказать о составе газовой фазы (потеря He, $CH_4$ и др.).

На Шкаповском месторождении повышенные фоновые значения гелия $(11{,}5–24) \cdot 10^{-5}$ мг/л в восходящих карстовых источниках естественного (см. табл. 26, № 5) или искусственного происхождения (скважина № 6) с небольшим содержанием сероводорода (0,1–0,5 мг/л), характерного для зоны затрудненного водообмена, свидетельствуют о разгрузке их с небольшой глубины (до 100–150 м) из водоносного горизонта сульфатно-карбонатных отложений свиты «А» верхней казани, залегающей здесь в зоне затрудненной циркуляции. В зафиксированном ранее (1985 г.) источнике с высокой гелиеносностью (до $134–10^{-5}$ мл/л), рассматриваемой нами [Абдрахманов, Попов, 1990] как результат восходящей разгрузки рассолов из продуктивных пластов девона через гидрогеологические «окна» техногенного происхождения, при опробовании в 1991 г. получена концентрация гелия близкая к фону, что является свидетельством возможных изменений гидрогеодинамического режима эксплуатируемого месторождения и прекращения поступления в верхнюю гидрогеохимическую зону рассолов из глубины.

На Туймазинском нефтяном месторождении (аналогично и на Манчаровском) наблюдается в целом такая же картина (см. табл. 26). Почти все источники с повышенным содержанием хлоридных солей

(содержание хлора 0,5–10,8 г/л, а на Манчаровском — до 53 г/л), являющихся показателем техногенного влияния, характеризуются фоновыми ($4{,}6 \cdot 10^{-5}$ мл/л) значениями гелия. Состав воды хлоридный, реже гидрокарбонатно-хлоридный, сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый, магниево-кальциевый с минерализацией 1,4–18,6 г/л. Соотношение rNa/rCl от 0,12 до 1,1. Тип воды IIIа и IIIб. Окислительно-восстановительный потенциал обычно положительный (от +70 до +280), pH 6,6–7,4. Все они обогащены кислородом (1–8 мг/л). Характерно повышенное содержание микроэлементов (см. табл. 26). Пониженными значениями pH (6,1–6,8) и отрицательными Eh характеризуются восходящие источники в долинах рек, содержащие сероводород.

Отмеченная закономерность нарушается в долине р. Ик с абсолютными отметками 95–100 м. Здесь, в 2,5 км юго-западнее д. Япрыково, в нижней части правого склона долины нами ряд лет наблюдался источник с ураганным содержанием гелия ($90–1500 \cdot 10^{-5}$ мл/л) и концентрацией солей в воде около 73 г/л. Этот источник с высоким содержанием $H_2S$ (до 112 мг/л), микроэлементов (см. табл. 21), повышенной температурой (7,5°С) является результатом разгрузки рассолов из ассельско-артинского комплекса. Свидетельством того, что это разгружаются рассолы из указанных отложений, являются высокие значения rNa/rCl (0,8), сравнительно небольшая минерализация, характерные для вод этих пород. Пьезометрические уровни вод артинского комплекса здесь составляют от +130 до +150 м, что обеспечивает самоизлив рассолов из скважин. По всей вероятности, выход связан с разгрузкой вод по затрубному (или внутритрубному) пространству бездействующей скважины, расположенной рядом.

Таким образом, преобладающая часть загрязненных источников Шкаповского, Туймазинского, Манчаровского (по отдельным определениям и Кушкульского) месторождений обладает фоновыми содержаниями гелия. Это свидетельствует о том, что засоление пресных вод зоны дренирования (верхняя часть зоны интенсивного водообмена) происходит преимущественно через зону аэрации.

Повышенные концентрации гелия, указывающие на миграцию рассолов вод с глубины, зафиксированы лишь в отдельных источниках.

Иная гидрогеодинамическая и гидрогеохимическая обстановка, контролирующая состав подземных вод в верхнепермских и аллювиальных четвертичных отложениях, наблюдается в северной части Бирской седловины, в районе Арланской группы нефтяных месторождений. Здесь в надкунгурском этаже на глубине 30–180 м установлены сульфатно-хлоридные и хлоридные высокоминерализованные воды, связанные с восходящей разгрузкой рассолов из подкунгурского палеозоя. На это, в частности, указывает анализ процессов смешения вод под долиной реки Белой.

Участие глубинных рассолов в засолении подземных вод Уфимских отложений подтверждается результатами исследования в них гелия. Содержание его колеблется от $12 \cdot 10^{-5}$ до $267 \cdot 10^{-5}$ мл/л (см. табл. 26). Связь между гелием и хлором (минерализацией) прямая (рис. 66).

С удалением от р. Белой этот процесс постепенно затухает, в результате чего на более высоких гипсометрических отметках (III надпойменная терраса и нижняя часть коренного склона) содержание гелия в верхнепермских отложениях обычно фоновое и повышенно фоновое — до $(10–13) \cdot 10^{-5}$ мл/л (см. табл. 26, рис. 51, 67).

Важно отметить, что максимальные концентрации гелия — $(141–267) \cdot 10^{-5}$ мл/л — характерны для скважин, расположенных в наиболее низких частях Бельской долины (I надпойменная терраса), где создались наиболее благоприятные гидродинамические условия для восходящей разгрузки гелиеносных вод из нижнего этажа (рис. 51, 67).

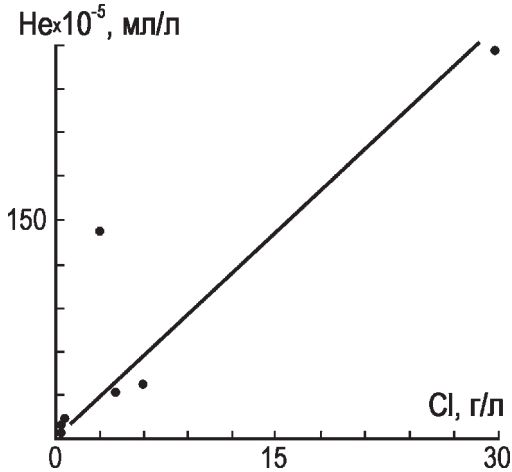



**Рис. 66. Связь между содержанием гелия и хлора в водах верхнепермских отложений бассейна нижнего течения р. Белой [Попов, 1985]**

Высокоминерализованные воды уфимских отложений, образовавшиеся за счет разгрузки подкунгурских рассолов, в свою очередь под влиянием высокого гидростатического напора поступают в аллювиальные отложения и смешиваются с пресными гидрокарбонатными водами. В результате вторичного смешения в аллювии формируются гидрокарбонатные воды с повышенными концентрациями неорганического хлора. Эти воды отличаются и относительно повышенными концентрациями гелия, в 2–3 раза превышающими фоновые значения. С увеличением содержания гелия наблюдается и рост концентрации хлора (рис. 68),

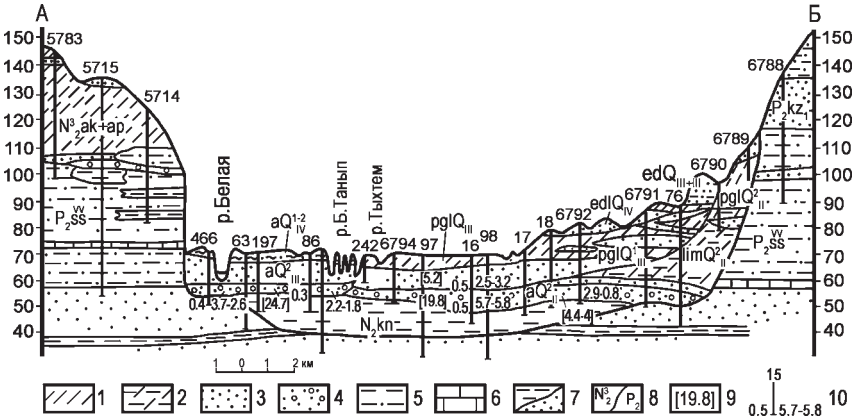



**Рис. 67. Гидрогеологический разрез по линии А–Б нижнего течения р. Белой [Попов, 1976]**

1–6 — литология пород; 1 — суглинки, 2 — глины заторфованные, 3 — пески, песчаники, 4 — галечники, 5 — глины плотные (аргиллитоподобные), алевролиты, 6 — известняки; 7 — литологическая граница; 8 — гидростратиграфическая граница; 9 — коэффициент фильтрации пород (м/сутки); 10 — скважина: вверху — номер по первоисточнику, слева — минерализация воды (г/л), справа: первая — дебит (л/сек), вторая — понижение (м)

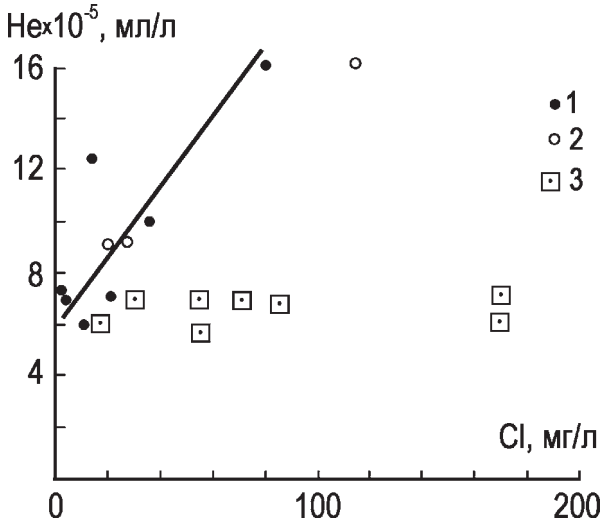



**Рис. 68. Связь между содержаниями гелия и хлора в водах аллювиальных четвертичных и неогеновых отложений бассейна нижнего течения р. Белой [Абдрахманов, Попов, 1990]**

1–2 — воды отложений: 1 — четвертичных, 2 — неогеновых; 3 — воды, подверженные техногенному загрязнению

исключая водоисточники, подверженные бытовому загрязнению, фиксируемому присутствием азотистых соединений. Загрязняющие вещества в последнем случае проникают в горизонт пресных вод, так же как и в районах Шкаповского, Туймазинского и других нефтяных месторождений, через зону аэрации.

Различия в степени гелиеносности вод аллювия и отложений верхней перми объясняются особенностями процесса смешения с глубинными рассолами. Если в водах верхнепермских отложений доля последних достигает 70–80%, то в аллювии она не превышает 5–10%.

Сказанное выше указывает на то, что в бассейне нижнего течения р. Белой (и долине р. Камы) загрязнение (засоление) пресных подземных вод происходит как за счет естественного проникновения в них природных некондиционных напорных вод, так и в результате техногенных процессов через зону аэрации.

Результаты гидрогеологических исследований, проведенных в районах нефтяных месторождений Предуралья, позволяют заключить, что загрязнение пресных подземных вод происходит главным образом сверху, то есть через зону аэрации. Уязвимость верхних эксплуатационных водоносных горизонтов к загрязнению, высокие концентрации в них загрязняющих веществ, большие скорости миграции последних по вертикали и латерали на ряде нефтяных месторождений объясняются высокими фильтрационными свойствами пород зоны аэрации и водовмещающих отложений, отсутствием выдержанных надежных водоупоров, региональной взаимосвязью водоносных горизонтов путем нисходящих перетоков через глинистые слои. Вследствие этого зона пресных вод на всю мощность (до 250 м) оказывается засоленной в течение нескольких лет с момента поступления загрязняющих веществ.

Важно подчеркнуть длительный период нахождения их в водоносных горизонтах (по данным натурных наблюдений и расчетов — в течение многих десятков и даже сотен лет). Это связано с тем, что для полного вывода загрязненных вод из горизонта требуется несколько циклов полного водообмена. А продолжительность только одного цикла в зоне активной циркуляции Предуралья изменяется от 10–20 лет для интенсивно трещиноватых и закарстованных сульфатно-карбонатных пород до 100–150 лет для глинистых терригенных пород. При этом следует отметить, что в первом случае загрязнение охватывает большие площади водоносных горизонтов (до 300–500 км$^2$ на Шкаповском, Туймазинском, Арланском и других месторождениях), а во втором — оно локализуется в пределах небольших участков (до нескольких квадратных километров, на Манчаровском, Сергеевском и других месторождениях).

Поэтому главное в проблеме охраны пресных вод районов нефтяных месторождений — это, в первую очередь, предупреждение попадания

загрязняющих веществ (нефтепромысловых рассолов) на поверхность земли и в водоносные горизонты. Эта цель может быть достигнута только в результате внедрения комплекса мероприятий по разведке и эксплуатации месторождений, обустройству нефтепромыслов и пр.

## 5.6. Оценка влияния нефтепромысловых рассолов на качество речных вод с применением математических методов

Влияние техногенеза в районах нефтяных месторождений не ограничивается только подземными водами. Разгрузка минерализованных (3–20 г/л и более) подземных вод в реки бассейна р. Камы (Ик, Дема, Базлык, База, Манчарка и др.) вызвала изменение минерализации и химического состава воды. Река Ик, например, при выходе из Шкаповского месторождения имеет минерализацию свыше 3 г/л (сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый, тип IIIб), а р. Манчарка при выходе из одноименного месторождения — до 6,5 г/л (хлоридный натриевый, тип IIIб; табл. 28, № 7).

Как известно, наиболее устойчивая часть речного стока, которая обеспечивает гарантированный расход водотоков, связана с его подземной составляющей. Доля последней в общем объеме речного стока изменяется от 10 до 50%. У малых рек и речек она в меженные периоды достигает 100%. Поэтому химический состав вод рек, особенно малых, имеющих небольшую площадь водосбора, в значительной степени определяется геохимическими особенностями подземных вод, причем наиболее отчетливо эта зависимость проявляется в районах, где последние испытывают интенсивное техногенное воздействие.

Установлено [Абдрахманов, 1993; Абдрахманов, Попов, 1990], что один из главных процессов формирования их химического состава — смешение пластовых рассолов с маломинерализованными водами. В существующих гидрохимических условиях характер связи между минерализацией и концентрацией главных ионов подземных вод (см. рис. 60–62) близок к линейной зависимости А.Н. Огильви [1925] $y = ax + b$, где $x$ — минерализация, $y$ — содержание отдельных ионов, $a$ и $b$ — параметры, постоянные для исходных и смешанных вод ($a$ — тангенс угла наклона линии регрессии к оси абсцисс, $b$ — отрезок, отсекаемый линией регрессии на оси ординат).

Наиболее отчетливо указанная зависимость выражена для $Cl^-$, обладающего высокой миграционной способностью, так как он не образует труднорастворимых соединений, не адсорбируется коллоидными системами, не накапливается биогенным путем и пр. В то же время некоторое отклонение от корреляционных прямых точек $Na^+$ и $Ca^+$ (в сторону уменьшения и увеличения содержания соответственно), по всей

**Таблица 28**

Химический состав р. Манчарки и питающих ее источников

| № пробы | № по первоис-точнику | Место отбора | Расход, $м^3/ч$ | Сумма ионов, г/л | Ингредиенты, мг/л, % экв | | | | | | | pH | Индекс состава воды |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+$ | $K^+$ | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 1 | 1026 | Исток р. Манчарка | 10,8 | 0,6 | 423,9<br>83,9 | 60,5<br>15,2 | 2,8<br>0,9 | 82,2<br>49,5 | 35,3<br>35,0 | 27,6<br>14,5 | 3,1<br>1,0 | 7,55 | $C_{II}^{MgCa}$ |
| 2 | 1010 | 0,4 км от истока | 12,6 | 0,9 | 289,8<br>31,5 | 15,2<br>2,1 | 354,5<br>66,4 | 110,2<br>36,5 | 32,8<br>17,9 | 155,5<br>44,9 | 4,1<br>0,7 | 7,95 | $CCl_{IIIб}^{CaNa}$ |
| 3 | 1011 | То же, 0,7 км | 14,4 | 1,0 | 286,7<br>28,7 | 18,1<br>2,3 | 400,6<br>69,0 | 128,3<br>39,1 | 40,1<br>20,2 | 151,8<br>40,3 | 3,3<br>0,4 | 7,9 | $CCl_{IIIб}^{MgCaNa}$ |
| 4 | 1015 | То же, 4,1 км | 90,0 | 1,0 | 353,8<br>36,2 | 70,6<br>9,2 | 304,9<br>53,6 | 160,3<br>49,9 | 53,5<br>27,5 | 80,3<br>22,5 | 6,6<br>1,1 | 7,8 | $CCl_{IIIб}^{NaMgCa}$ |
| 5 | 1018 | То же, 5,6 км | 110,0 | 2,0 | 259,3<br>12,5 | 97,4<br>6,0 | 978,4<br>81,5 | 210,4<br>30,9 | 87,6<br>21,2 | 370,1<br>47,3 | 7,9<br>0,6 | 7,8 | $Cl_{IIIб}^{CaNa}$ |
| 6 | 1007 | То же, 6,3 км | 360,0 | 3,3 | 289,8<br>8,4 | 143,5<br>5,3 | 1730<br>86,3 | 360,7<br>31,8 | 122,8<br>17,9 | 649,8<br>49,9 | 9,1<br>0,4 | 7,45 | $Cl_{IIIб}^{CaNa}$ |

Окончание таблицы 28

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 7 | 1003 | Устье р. Манчарка | 540,0 | 6,5 | 298,9<br>4,3 | 210,7<br>3,9 | 3669<br>91,8 | 543,1<br>24,0 | 153,6<br>13,4 | 1616<br>62,3 | 13,7<br>0,3 | 7,45 | $Cl_{IIIб}^{Na}$ |
| 8 | 1009 | Источник | 0,4 | 13,4 | 149,5<br>1,0 | 186,7<br>1,6 | 8295<br>97,4 | 2325<br>48,3 | 522,9<br>17,9 | 1869<br>33,8 | 3,9<br>0,04 | 7,2 | $Cl_{IIIб}^{NaCa}$ |
| 9 | 1013 | Источник | 5,9 | 0,61 | 445,3<br>93,6 | 14,4<br>3,1 | 7,1<br>2,6 | 86,2<br>55,1 | 31,6<br>33,3 | 22,1<br>11,6 | н.о. | 7,45 | $C_{I}^{MgCa}$ |
| 10 | 1014 | Источник | 2,9 | 21,2 | 140,3<br>0,6 | 20,6<br>0,1 | 13826<br>99,3 | 4689<br>59,6 | 1374<br>28,8 | 1048<br>11,6 | 5,8<br>0,04 | 6,85 | $Cl_{IIIб}^{MgCa}$ |
| 11 | 1006 | Источник | 5,0 | 41,6 | 366,0<br>0,8 | 108,2<br>0,3 | 25701<br>98,9 | 3367<br>22,9 | 1082<br>12,1 | 10906<br>64,7 | 80,9<br>0,3 | 6,78 | $Cl_{IIIб}^{CaNa}$ |
| 12 | 1008 | Источник | 5,6 | 3,5 | 237,9<br>6,2 | 8,2<br>0,3 | 2074<br>93,5 | 677,4<br>54,0 | 172,7<br>22,7 | 337,3<br>23,3 | н.о. | 7,4 | $Cl_{IIIб}^{MgNaCa}$ |
| 13 | скв.2238 | пластовый рассол | – | 263,1 | 12,2<br>0,01 | 39,5<br>0,02 | 163956<br>99,98 | 10120<br>10,9 | 3283<br>5,8 | 88972<br>83,3 | н.о. | 5,15 | $Cl_{IIIб}^{Na}$ |

Примечание: н.о. — не определялось.

вероятности, связано с катионным обменом в терригенных глинистых породах верхнепермского возраста:

$$2\,NaCl\ (\text{вода}) + Ca^{2+}\ (\text{адс.}) \leftrightarrow CaC1_2\ (\text{вода}) + 2\,Na^{+}\ (\text{адс.})$$

Однако существенного накопления $CaCl_2$ в воде при этом не происходит вследствие высокой минерализации подвергающихся метаморфизации рассолов (200–300 г/л, или 5–10 моль/л) и относительно низких концентраций адсорбированного кальция в поглощенном комплексе пород (до 40–60 ммоль/100 г).

На примере р. Манчарки (приток р. Белой), с использованием результатов натурных наблюдений и математического моделирования, рассматриваются особенности формирования маломинерализированных речных вод под влиянием рассолов нефтеносных каменноугольных отложений.

Многолетняя разработка Манчаровского нефтяного месторождения, расположенного в Бирской впадине Волго-Уральской антеклизы, привела к сильному засолению (41,6–85,8 г/л) подземных вод верхнепермских комплексов (см. табл. 28). В свою очередь, их разгрузка на поверхность вызвала коренное изменение гидрохимического режима реки — одного из основных источников хозяйственного водоснабжения и орошения исследуемого района. Поэтому моделирование процессов смешения вод различных химических типов — важная теоретическая и практическая задача. Как отмечают А.А. Дзюба и др. [1987], на основе математических моделей смешения можно осуществлять оперативный контроль за изменением гидрохимической обстановки на реках и прогнозирование концентраций компонентов на различных участках реки.

Рассмотрим задачу о распространении хлоридного иона по реке Манчарке длиной 9,1 км [Абдрахманов, Кудряшева, Попов, 1995], являющегося главным компонентом солевого состава, участвующего в смешении рассолов и регламентирующего использование воды для хозяйственно-питьевых целей, орошения и пр. Физические характеристики реки следующие: уровень воды $y(x,t)$ в некоторый начальный момент времени изменяется от 0,1 м в истоке реки ($x=0$) до 0,12 м в устье ($x=9{,}1$ км). Ширина реки $B(x)$ увеличивается от 0,5 м (при $x=0$ км), до 3 м (при $x=9{,}1$ км). Допустим, что на рассматриваемом участке профиль русла реки прямоугольный, поэтому площадь поперечного сечения выразится уравнением:

$$\omega(x,y) = B(x)[y(x,t) - y_3(x)], \tag{5.7}$$

где $y_3(x)$ — ордината дна.

Гидравлический радиус определяется следующим образом:

$$R(x,y) = \omega(x,y)\{B(x) + 2[y(x,t) - y_3(x)]\}^{-1} \tag{5.8}$$

Считаем, что коэффициент шероховатости постоянен вдоль течения реки и равен: $n = 33{,}3$ (в форме Маннинга) или $c = 119880$ (в форме Шези).

Уклон дна $y_t(x)$ характеризуется значениями 0,025, 0,01, 0,006, 0,002 при $x = 0{,}7$, 4,7, 6,8, 9,1 км соответственно (переход от одного значения $y_t$ к другому осуществляется линейным образом).

Принимаем, что концентрация $Cl^-$ $S(x,t)$ в некоторый начальный момент $t_0$ (до загрязнения) по всему течению одинакова и равна 2,8 мг/л.

Сведения об источниках загрязнения содержатся в табл. 29, где $f_{Sj}$ — концентрация $Cl^-$ в сбрасываемых водах, г/л, j-го источника; $f_{Qj}$ — количество сбрасываемых вод, м$^3$/час, j-го источника.

Для решения поставленной задачи использована нестационарная математическая модель, представляющая собой систему уравнений Сен-Венана (без инерционных членов) и уравнения конвективной диффузии. Модель одномерная (то есть используется одна пространственная координата), что вполне допустимо для р. Манчарки, так как здесь преобладают процессы солепереноса по течению реки:

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}[\psi(x,y)\left|\frac{\partial y}{\partial x}\right|^{1/2} sign\frac{\partial y}{\partial x}] + q(x,t) \tag{5.9}$$

$$\omega\frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}(E\omega\frac{\partial s}{\partial x}) - Q\frac{\partial s}{\partial x} + f(x,t), \tag{5.10}$$

где, $\psi(x,y) = n^{-1}(x)\, w(x,y)\, R^{2/3}(x,y)$, $y(x,t)$, $S(x,t)$ — искомые функции, $t$ — время, $x$ — пространственная координата (продольная), $Q(x,t)$ — расход воды, связанный со средней скоростью $V(x,t)$ и площадью поперечного сечения русла реки соотношением

$$Q(x,t) = \omega(x,y)v(x,t), \omega(x,y) = B(x)y(x,t). \tag{5.11}$$

Коэффициент продольной дисперсии $E(x,t,Q)$ здесь используется в форме $E(x,t,Q) = \alpha R^{5/6}(x,y)\, Q(x,y)\, n(x)\, signQ$, где $\alpha = \text{const}$, $R(x,y)$ — гидравлический радиус; $g(x,t)$ — гравитационное ускорение; $q(x,t)$ —

**Таблица 29**

Характеристика источников загрязнения р. Манчарки

| № источника | x, км | $fs_j$ | $f_{Q_j}$ |
|---|---|---|---|
| 1009 | 0,7 | 8,3 | 0,4 |
| 1013 | 2,6 | 0,014 | 5,9 |
| 1014 | 4,8 | 13,8 | 2,9 |
| 1006 | 6,8 | 25,7 | 5,0 |
| 1008 | 7,0 | 2,1 | 5,6 |

поступление воды за счет внешних источников на единицу длины; $f(x,t)$ — поступление $Cl^-$ за счет внешних источников на единицу длины.

Решение уравнения (5.9) не зависит от качественных показателей воды (хотя в общем случае эта связь и существует) и служит для определения в каждой точке пространства $x$ среднего уровня воды $y(x,t)$.

Уравнение (5.10) позволяет следить за динамикой любого химически пассивного элемента $S(x,t)$. Следует отметить, что модель (5.9–5.10) получена для условий мгновенного смешения компонентов, содержащихся в речных водах и в водах источника загрязнения.

К системе (5.1–5.2) следует добавить краевые условия:

$$y\big|_{t=0} = y_0(x),\ y\big|_{x=a} = y_1(t),\ y\big|_{x=b} = y_2(t), \tag{5.12}$$

$$S\big|_{t=0} = S_0(x),\ S\big|_{x=a} = S_1(t),\ S\big|_{x=b} = S_2(t), \tag{5.13}$$

Систему (5.9–5.13) решаем методом сеток. Для решения уравнения (5.9) использована схема:

$$\omega_{i,k+1} = \omega_{ik} + \frac{\tau}{h}(Q_{i,i+1,k+1} - Q_{i-1,i,k+1}) + \tau q_{i,k+1}, \tag{5.14}$$

где $h$ — шаг по пространству, $i$ — номер точки по $x$ ($i = 2, 3, ..., N–1$, $N$ — число точек по $x$); $\tau$ — шаг по времени; $t_k = k\tau$, $k = 0, 1, ..., (T/\tau–1)$, $0 \le t_k \le T$; $Q_{i,i+1,k+1}$ — количество воды, протекающее из ячейки i в ячейку $i+1$ в момент времени $t_k+1$:

$$Q_{i,i+1,k+1} = \frac{(\psi_1 + \psi_{i+1})_{k+1}}{2} \cdot \frac{\left|y_{i+1,k+1} - y_{i,k+1}\right|^{1/2} sign(y_{i+1} - y_i)_{k+1}}{h}. \tag{5.15}$$

Для уравнения (5.10) была выбрана неявная двухслойная схема с боковыми разностями по $x$, которая не накладывает ограничений на шаги по времени и пространству. Отметим, что для реальных задач данного типа (распространение консервативного компонента в неустановившемся потоке) точность расчетов (первый порядок по $x$ и по $t$), получающаяся по такой схеме, оказывается достаточной.

Уравнение (5.2) и краевые условия (5.12–5.13) аппроксимируются следующим образом:

$$\omega_{i,k+1}\frac{(S_{i,k+1} - S_{ik})}{\tau} + \gamma Q_{i,i+1,k+1}\frac{(S_{i,k+1} - S_{i-1,k+1})}{h} + \delta Q_{i+1,i,k+1}\frac{(S_{i+1,k+1} - S_{i,k+1})}{h} =$$
$$\frac{1}{h}\left[\frac{(E\omega)_{i,k+1}(S_{i+1} - S_i)_{k+1}}{h} - \frac{(E\omega)_{i+1,k+1}(S_i - S_{i-1})_{k+1}}{h}\right] + f_{i,k+1}, \tag{5.16}$$

где $\gamma = 1$, $\delta = 0$, если $sign(y_{i+1} - y_i)_{k+1} = -1$,

$$
\begin{aligned}
&f_{i,k+1} = \frac{(f_{S_i} f_{Q_i})_{i,k+1}}{h}, \\
&y_{i_0} = y_0(x_i);\ S_{i_0} = S_0(x_i); \\
&y_{1_k} = y_1(t_k);\ S_{1_k} = S_1(t_k); \\
&y_{N_k} = y_2(t_k);\ S_{N_k} = S_2(t_k).
\end{aligned} \tag{5.17}
$$

Уравнение (5.16) приводится к виду:

$$
A_i S_{i+1,\,k+1} - C_i S_{i,\,k+1} + \beta_i S_{i-1,k+1} = -F_i. \tag{5.18}
$$

Коэффициенты его записываются в форме:

$$
\begin{gathered}
A_i = \frac{\tau}{h}\left[\frac{(E\omega)_{i,k+1}}{h} - \delta Q_{i+1,i,k+1}\right], \quad \beta_i = \frac{\tau}{h}\left[\frac{(E\omega)_{i-1,k+1}}{h} - \gamma Q_{i-1i,k+1}\right], \\
C_i = \omega_{i,k+1} + A_i + \beta_i, \quad F_i = -\omega_{i,k+1} S_{ik} - f_{i,k+1}\tau
\end{gathered} \tag{5.19}
$$

Уравнение (5.16) и аналогичное ему уравнение для нахождения $y_{i,k+1}$ (5.14) решаются методом исключения. Из формул (5.19) следует, что для уравнения (5.16) метод исключения устойчив. Общий же алгоритм решения системы уравнений качества таков: сначала находится на каждом временном слое уровень воды — $y_{i,k+1}$ (попутно определяется расход воды — $Q_{i,i+1,k+1}$), а затем с помощью найденных функций решается уравнение (5.18).

Численное решение данной задачи было реализовано в виде программы для ПЭВМ.

На рис. 69 отражено решение поставленной задачи, касающейся распределения $Cl^-$ по течению р. Манчарки с учетом источников загрязнения. Как видно из сравнения поведения $Cl^-$, математическая модель в целом хорошо согласуется с данными натурных наблюдений. Последние свидетельствуют о том, что разгрузка минерализованных (М 3,5–41,5 г/л) подземных вод в реку вызвала изменение минерализации и химического состава воды. Минерализация речной воды повышается от 0,6 г/л (исток) до 6,5 г/л (устье); соответственно увеличивается вынос $Cl^-$ до 3670 мг/л (исходное содержание его 2,8 мг/л). Если площадь водосбора р. Манчарки около 45 км$^2$, расход ее составляет 3 л/с и 150 л/с (10,8 м$^3$/ч и 540 м$^3$/ч) соответственно в истоке и устье, то суммарный вынос хлоридных солей растет от 1,65 г/л до 874,5 г/л. Зная расход реки и минерализацию ее воды, а также концентрацию солей в рассолах этого месторождения, можно оценить объем рассолов, оказывающих воздействие на речные воды. Количество рассолов, разгружающихся в реку, согласно расчетам, составляет около 14 л/с (1210 м$^3$/сут), что соответствует результатам численного эксперимента.

Необходимо обратить внимание на то, что в серии промежуточных вод (см. табл. 28) с минерализацией 2,5–5 г/л доля рассолов глубинного

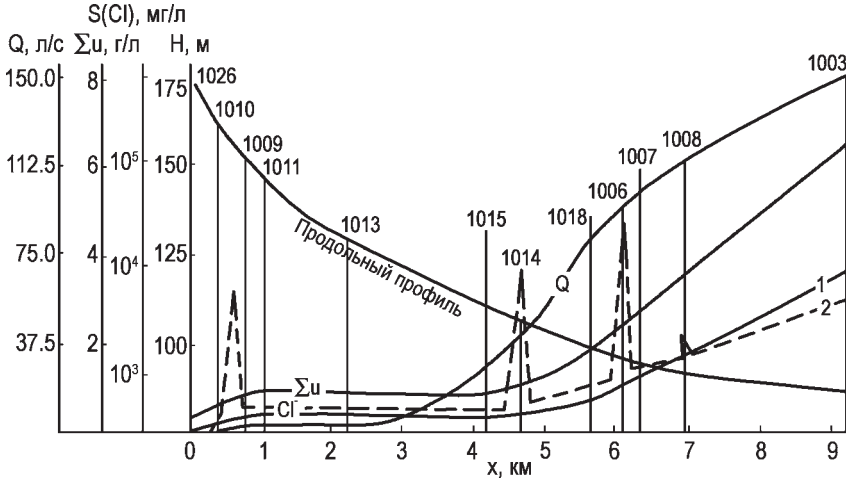



**Рис. 69. Изменение расхода р. Манчарки (Q), минерализации воды (Σu) и концентрации $Cl^-$ [Абдрахманов, Кудряшева, Попов, 1995]**

1 — по натурным данным, 2 — по данным математического моделирования

происхождения не превышает 1–3%. Это свидетельствует о сильной уязвимости речных вод по отношению к загрязнению: в существующих условиях даже небольшого количества рассолов, попадающих в речные воды, вполне достаточно для того, чтобы последние стали не пригодны для хозяйственно-питьевых целей и орошения.

Отличительной особенностью поведения $Cl^-$ на математической модели служат резкие скачки его концентрации, вызванные влиянием разгрузки в реку высокоминерализованных источников хлоридного состава.

Таким образом, в результате математического прогнозирования получена модель распределения $Cl^-$ в малом водотоке, испытывающем интенсивное техногенное влияние от эксплуатации нефтяного месторождения. Результаты модельных расчетов адекватно отражают процесс динамики солепереноса в водной среде. Математическая модель, основанная на уравнениях Сен-Венана и конвективной диффузии, дает возможность решать и обратную задачу: поиск источников загрязнения речных вод по превышению концентрации консервативных элементов над фоновыми значениями. Внедрение математических методов в гидрохимию позволяет научно обоснованно размещать автоматические станции контроля за состоянием водной сети, организовать мониторинг речных систем.

# Глава 6.
# ГИДРОГЕОЭКОЛОГИЯ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНОВ

## 6.1. Общая характеристика предприятий горной отрасли

Одной из основных исторически сложившихся отраслей экономики Южного Урала является добыча и переработка минерального сырья. На территории изучаемого региона известно свыше пятисот месторождений меди, цинка, железа, марганца, золота и других рудных полезных ископаемых (см. рис. 23). Как уже указывалось ранее, эксплуатация этих месторождений приводит к накоплению гигантских объемов твердых, сбросу жидких и выбросу газопылевых отходов, а в итоге — к образованию специфического «сернокислого техногенного ландшафта».

Структура основных предприятий минерально-сырьевого комплекса следующая:

— эксплуатация медно-колчеданных и полиметаллических месторождений: ОАО «Башкирский медно-серный комбинат» (БМСК), ОАО «Учалинский горно-обогатительный комбинат» (УГОК), ЗАО «Бурибайский горно-обогатительный комбинат» (БГОК);
— добыча и переработка золотосодержащих руд различных типов месторождений: Семеновская (СЗИФ) и Тубинская золотоизвлекательные фабрики, Миндякский горно-обогатительный комбинат, Башкирская золотодобывающая компания (кучное выщелачивание), Баймакский медеплавильный завод и др.

Наибольшее техногенное давление на природу оказывают БМСК, УГОК, БГОК и СЗИФ.

**Башкирский медно-серный комбинат** — горнорудное предприятие по добыче и обогащению руд Сибайского (рис. 70) и других медно-колчеданных месторождений. Эксплуатация Сибайского месторождения началась в 1947 г. В состав БМСК входят Сибайский рудный и известняковый карьеры, обогатительная фабрика, а также подземный рудник. Кроме того, БМСК в разное время отрабатывались месторождения Камаган, Бакр-Узяк, Куль-Юрт-Тау, Бакр-Тау, Балта-Тау и другие. Основным горнопромышленным центром БМСК является

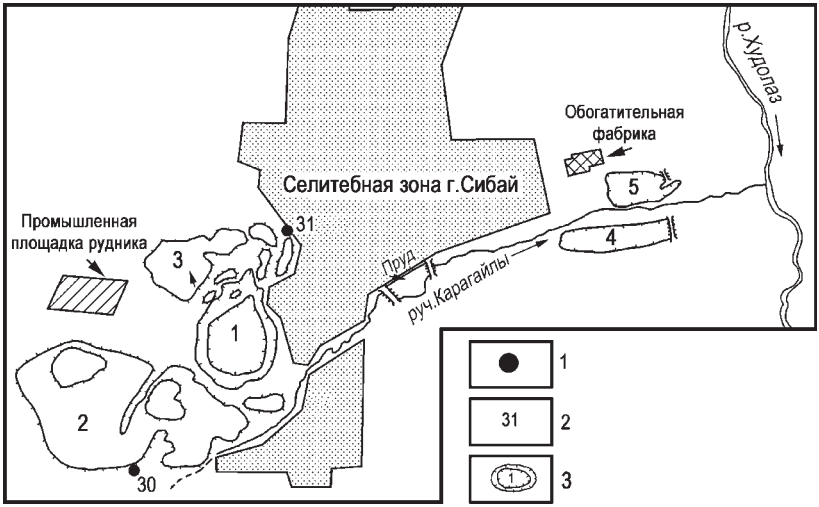



**Рис. 70. Схема Сибайского рудника**

1 — место отбора проб подотвальных вод, 2 — номер пробы, 3 — карьер (1), отвалы вскрышных пород и некондиционных руд (2, 3), хвостохранилища (4, 5)

г. Сибай.

**Бурибайский горно-обогатительный комбинат.** Бурибайское месторождение открыто в 1929 году. Как и на других месторождениях медно-колчеданных руд Южного Урала, здесь сначала были обнаружены золотосодержащие бурые железняки так называемой «железной шляпы». Первичные медно-колчеданные руды выявились позже (в ноябре 1930 г.), что предопределило образование Бурибайского рудника (рис. 71). Обогатительная фабрика начала работать в 1937 г. как золотоизвлекательная. В 1942 г. фабрику переоборудовали для переработки медноколчеданных руд. БГОК отработаны Бурибайское и Маканское месторождения. В настоящее время подземным способом разрабатывается Октябрьское месторождение. В состав БГОК входят Октябрьский подземный рудник, эксплуатирующийся с 1976 г., обогатительная фабрика.

**Учалинский горно-обогатительный комбинат** был образован в 1953 году на базе нового колчеданного месторождения. В 1956 году был пущен в строй комплекс обогатительной фабрики. Карьерным способом отработаны Учалинское месторождение (рис. 72), месторождение им. XIX партсъезда и Молодежное месторождение. В настоящее время подземным способом отрабатываются Узельгинское и Учалинское месторождения, открытым — Юбилейное месторождение.

**Семеновская золотоизвлекательная фабрика** (рис. 73), являлась предприятием ГПП «Башзолото». Фабрика расположена в 12 км южнее

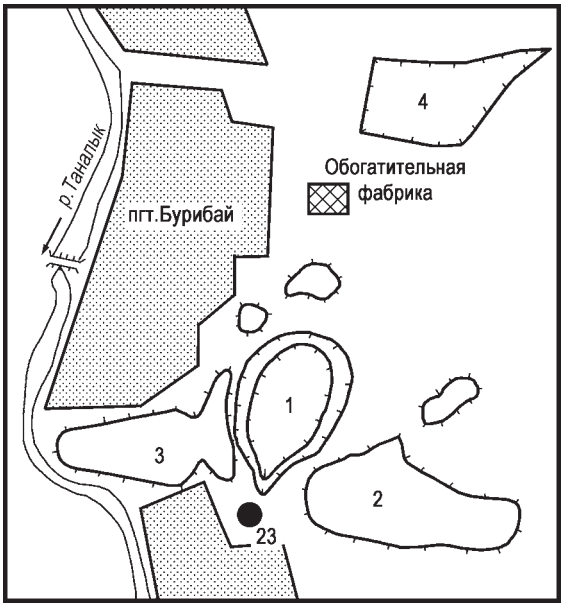



**Рис. 71. Схема Бурибайского рудника**

Усл. обозн. см. на рис. 70

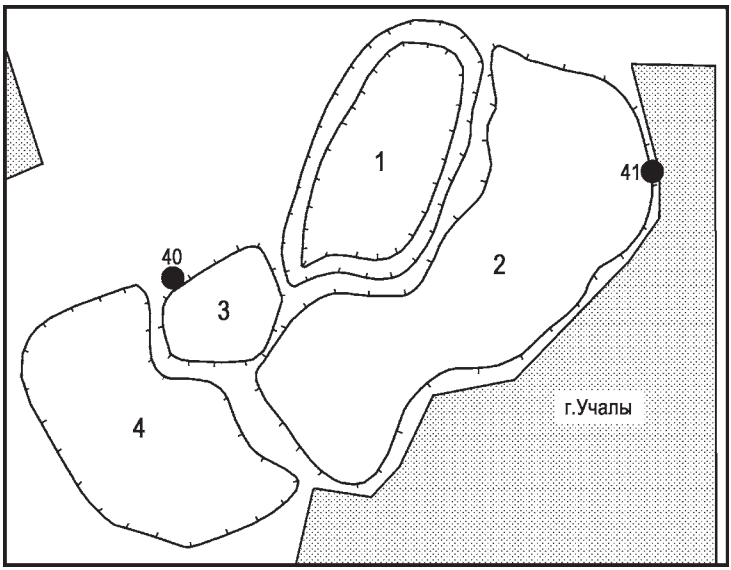



**Рис. 72. Схема Учалинского рудника**

Усл. обозн. см. на рис. 70

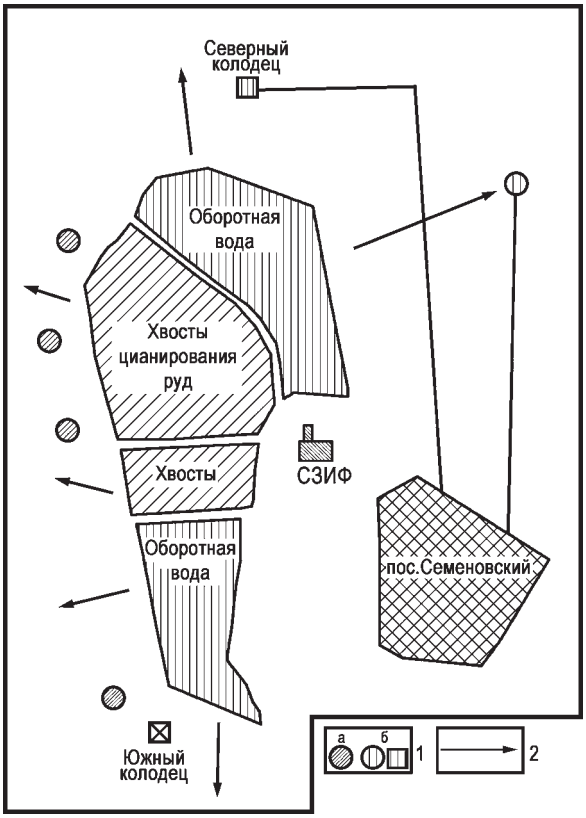



**Рис. 73. Схема Семеновской золотоизвлекательной фабрики**

1а — режимные скважины, 1б — скважина и колодец для водоснабжения, 2 — направление миграционных потоков токсикантов

города Баймак. На первом этапе деятельности (начиная с 1908 г.) на СЗИФ для целей извлечения самородного золота тонких фракций использовались эфельные отвалы Тубинского рудника. Здесь применялась технология амальгамации. С 1943 г. предприятие работало в сезонным режиме с использованием технологии цианирования золотосодержащих руд. Переработка золотосодержащих руд на предприятии осуществлялась по технологии цианистого илового процесса, основанной на растворении золота и серебра в цианистых растворах с последующим осаждением благородных металлов на цинковой стружке. СЗИФ перерабатывала по указанной технологии золотосодержащие руды месторождений Южного Урала: Горная Байкара, Санкым, Балта-Тау, Красноуральское, Гайское и других. В настоящее время фабрика ликвидирована и проводится

демеркуризация и рекультивация территории СЗИФ.

## 6.2. Геолого-геохимическая характеристика горнопромышленных районов

Геологическая среда в целом выполняет четыре основные экологические функции [Трофимов, 2004]: ресурсную, геодинамическую, геохимическую и геофизическую. Горное производство в основном затрагивает и изменяет две из них: ресурсную (истощение сырьевых запасов) и геохимическую (перераспределение химического вещества в природе). Масштабы и интенсивность антропогенных геохимических аномалий во много раз превышают природные. По А.А. Беус и др. [1976], мерой существования и интенсивности геохимических аномалий, как природных, так и техногенных, является коэффициент контаминации (загрязнения) $K_з$, представляющий собой отношение содержания компонента, определенного в том или ином природном образовании С, к его максимальному фоновому содержанию $C_ф$ ($K_з = C/C_ф$). При этом необходимо отметить, что фоновые характеристики химических элементов нередко превышают предельно-допустимые концентрации. В работе кроме фоновых содержаний использованы условные уральские кларки (УК) — средние весовые содержания приоритетных элементов для литосубстрата Урала (табл. 30).

**Таблица 30**

Сопоставление кларковых значений приоритетных загрязнителей изучаемого региона [Виноградов, 1962; Вострокнутов, 1991]

| Элемент | УК, % | Кларк литосферы, % |
|---|---|---|
| **Cu** | 0,005 | 0,0047 |
| **Zn** | 0,006 | 0,0083 |
| **Pb** | 0,001 | 0,0016 |
| **As** | 0,002 | 0,00017 |
| **Sb** | 0,001 | 0,00005 |
| **Hg** | 0,000003 | 0,0000083 |
| **Cd** | 0,00002 | 0,000013 |
| **Se** | 0,000005 | 0,000005 |

В структурно-тектоническом отношении Башкирское Зауралье — это западная и центральная части Магнитогорского мегасинклинория. В металогеническом отношении Магнитогорский синклинорий представляет собой основную часть южноуральского колчеданоносного пояса, в котором профилирующее развитие получило оруденение колчеданного типа [Серавкин и др., 2001].

Геологический субстрат в регионе сложен в основном вулканоген-

ными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами силура, девона и карбона прорванными интрузиями различного состава. Спорадическое распространение имеют осадочные породы триаса и юры, в частности юрским возрастом датируются бурые железняки зон окисления колчеданных месторождений. Колчеданное оруденение Башкирской части Магнитогорского синклинория пространственно и парагенетически тесно связано с последовательной базальт-андезито-дацито-липаритовой вулканогенной серией баймак-бурибаевской свиты ($D_1$bb) и с контрастной базальт-липаритовой серией карамалыташской свиты ($D_2$kr) [Артюшкова, Маслов, 1998], которые, по мнению А.М. Косарева, В.Н. Пучкова [1997] и других, представляют собой островодужные формации.

Палеовулканические постройки (Сибайская, Карамалыташская, Бакрузякская и др.) определяют размещение колчеданных месторождений в пределах рудных районов и соответственно положение рудных полей месторождений колчеданной формации. Месторождения колчеданной формации достаточно условно можно разделить на медноколчеданные (Сибайское, Учалинское и др.) и полиметаллические (месторождения баймакского рудного района). Последние отличаются от медноколчеданных более высокими содержаниями свинца, золота, серебра [Сопко и др., 1975].

Химический состав пород и руд является определяющим для содержащихся в них природных вод. Техногенный привнос вещества в экосистемы также определяется химическим составом геологического субстрата, который обладает выраженной халькофильной и частично сидерофильной микроэлементной специализацией. В таблице 31 приведены фоновые содержания некоторых элементов в горных породах палеозойских толщ, распространенных на изучаемой территории, и их кларковые концентрации (КК).

Как видно из таблицы 31, фоновые значения некоторых элементов превышают кларки этих элементов. Аномальных концентраций микроэлементы достигают в породах в пределах месторождений полезных ископаемых. Например, в подрудных толщах серицитизированных пород вблизи рудного тела Сибайского месторождения наблюдались следующие содержания: цинка до 2%, свинца до 0,058%, мышьяка до 0,3%, сурьмы до 0,02% [Жабин и др., 1987]. Наивысших концентраций элементы достигают в рудах: меди 0,4–4,5%, цинка 0,5–5,6% [Сопко и др., 1975]. В ходе геологического развития территории данные элементы в той или иной мере поступали в мезозойские и кайнозойские породы (табл. 32), где элементы с низкой миграционной способностью накапливались, образуя иногда геохимические аномалии и вторичные ореолы. Особенно высоких значений достигают содержания некоторых элементов в породах юрских железных шляп, присутствующих на отдельных медноколче-

**Таблица 31**

Фоновые содержания отдельных элементов в палеозойских породах региона [Глазовская и др., 1961]

| Порода | Фоновые содержания элементов, % / Кларки концентрации | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Cu* | Ni** | Co** | Pb* | Zn* | Cr** | V** |
| **Хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы** | 0,006 / 1,2 | 0,003 / 0,5 | 0,001 / 0,6 | 0,001 / 1 | нет | 0,02 / 2,4 | 0,01 / 1,1 |
| **Кварц-серицитовые породы** | 0,003 / 0,6 | следы | 0,001 / 0,6 | 0,001 / 1 | нет | 0,002 / 0,24 | 0,009 / 1 |
| **Кремнистые сланцы** | 0,015 / 3 | 0,009 / 1,6 | 0,002 / 1,1 | 0,003 / 3 | 0,008 / 1,3 | 0,003 / 0,4 | 0,012 / 1,3 |
| **Кварцевые альбитофиры** | 0,007 / 1,4 | 0,001 / 0,17 | 0,001 / 0,6 | 0,001 / 1 | 0,002 / 0,3 | 0,002 / 0,24 | 0,009 / 1 |
| **Диабазовые порфириты** | 0,009 / 1,8 | 0,004 / 0,69 | сле-ды | 0,001 / 1 | нет | 0,002 / 0,24 | 0,014 / 1,6 |
| **Диабазы** | 0,012 / 2,4 | 0,005 / 0,9 | 0,002 / 1,1 | 0,002 / 2 | – | 0,008 / 0,96 | 0,012 / 1,3 |
| **Пироксен-плагиоклазовые порфириты** | 0,01 / 2 | 0,002 / 0,3 | 0,001 / 0,6 | 0,005 / 5 | 0,005 / 0,83 | 0,005 / 0,6 | 0,002 / 0,22 |
| **Серпентиниты** | 0,005 / 1 | 0,04 / 6,9 | 0,004 / 2,2 | 0,001 / 1 | нет | Нет | 0,002 / 0,22 |
| **Граувакки и песчаники зилаирской свиты** | 0,015 / 3 | 0,006 / 1,03 | 0,001 / 0,6 | 0,001 / 1 | 0,004 / 0,7 | 0,013 / 1,6 | 0,003 / 0,33 |

* — кларки концентрации от условного уральского кларка (ККук); ** — кларки концентрации от кларка литосферы

данных месторождениях. В породах зоны окисления медноколчеданных месторождений Бакр-Узяк и Сибай повышены содержания ртути, которая, по исследованиям А.П. Вагановой [1947 г.] и др., содержится в виде метациннабарита и амальгамы золота (фаза $Au_{0.81}Hg_{0.19}$). В зоне окисления руд Сибайского месторождения содержания ртути достигали 2,5%, а в среднем 0,8%. Для юрских отложений Маканского месторождения М.Л. Голуб [1970] приводит следующие данные по содержаниям микрокомпонентов (%): Cu — 0,005–0,01; Pb — 0,002; Zn — 0,003–0,004; Mo — 0,0001; Bi — 0,0003.

Все эти элементы в той или иной мере вовлекались в миграционные потоки и накапливались в почвах, так как субстратом для образования почв являются горные породы. При этом необходимо иметь в виду, что содержания микрокомпонентов в почвах и породах не всегда конгруэнтны, так как при образовании почв участвуют биопроцессы, например, процессы избирательной биоаккумуляции химического вещества. В таких случаях содержания некоторых элементов в почвах во много раз превы-

**Таблица 32**

Тяжелые металлы в мезо-кайнозойских отложениях [Глазовская и др., 1961]

| Порода | Cu | Ni | Co | Pb | Zn | Cr | V |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Содержание, % | | | | | | |
| **Юрские засоленные глины** | 0,02 | 0,015 | 0,003 | 0,001 | – | 0,02 | 0,03 |
| **Юрские ожелезненные конгломераты** | 0,004 | 0,002 | 0,001 | нет | – | 0,004 | 0,009 |
| **Четвертичные делювиальные суглинки смешанного происхождения** | 0,005 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0,009 | 0,025 |
| **Делювиальные суглинки в области развития баймак-бурибаевской свиты** | 0,007 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0,026 | 0,09 |

шают содержания тех же элементов в породах. Так, в лесных почвах Учалинского района (с. Ахуново) содержание V составляет 242,67 мг/кг, Cr — 260,33 мг/кг, а в материнских породах — 90,0 и 9,30 мг/кг соответственно [Старова, Абдрахманов, Салихов и др., 2003]. Но в любом случае спектр приоритетных для почв микрокомпонентов определяется аналогичным спектром в породах региона. В таблице 33 представлены значения содержаний химических элементов в почвах изучаемого региона.

Природные воды являются одной из самых уязвимых подсистем окружающей среды, при этом нередко геохимические характеристики поверхностных и подземных вод в естественном состоянии превышают фоновые и приближаются к предельно допустимым показателям содержаний микроэлементов-загрязнителей, что усиливает интенсивность техногенной нагрузки на окружающую среду. Разнообразие вещественного состава водоносных пород приводит к формированию вод различной степени минерализации и различного макро- и микрокомпонентного состава. Наиболее специфические воды образуются в непосредственной близости от месторождений; это так называемые «полиметальные воды» с повышенной минерализацией. На Учалинском медноколчеданном месторождении образуются воды следующего состава [Абдрахманов, Попов, 1999]:

$$O_2\,N_2\,Fe\,0{,}035\;Cu\,0{,}030\;Zn\,0{,}174\;M\,6{,}2\,\frac{SO^4\;78\;Cl\;22}{Ca\;52\;Mg\;47\;Na\;1}\;pH\;4{,}3,$$

$$O_2\,N_2\,Fe\,0{,}075\;Cu\,0{,}175\;Zn\,0{,}58\;Mn\,0{,}028\;M\,11{,}9\,\frac{SO^4\;96\;Cl\;4}{Na\;50\;Mg\;26\;Ca\;24}\;pH\;4{,}1.$$

Для грунтовых и поверхностных вод рудоносной полосы восточного склона Урала, южную часть которого составляет регион нашего

**Таблица 33**

Фоновые содержания металлов в почвах на рудовмещающих породах

| Элементы и их средние содержания в почвах, по Виноградову, [1962], % | | Средние содержания, % [Глазовская и др., 1961] | | |
|---|---|---|---|---|
| | | Учалинский район | Баймакский район | Хайбуллинский район |
| | | Карамалыташская свита | Баймак-бурибаевская свита | Баймак-бурибаевская свита |
| | | Черноземовидные маломощные почвы (диабазовые порфириты) | Серые лесные почвы и черноземы (порфириты) | Черноземовидные маломощные почвы (порфириты) |
| Cu | 0,002 | 0,009 | 0,013 | 0,01–0,02 |
| Ni | 0,004 | 0,001 | 0,006 | 0,005 |
| Co | 0,0008 | 0,001 | 0,0016 | 0,001 |
| Pb | 0,001 | – | 0,0012 | – |
| Zn | 0,005 | – | 0,002 | – |
| Mo | 0,0002 | – | – | – |
| Cr | 0,02 | 0,002 | 0,032 | 0,1 |
| V | 0,01 | 0,014 | 0,12 | 0,008 |
| Mn | 0,085 | – | 0,002 | – |

исследования, характерны следующие значения фонового содержания тяжелых металлов: медь — $1–2\cdot10^{-3}$ мг/л; цинк — $5\cdot10^{-3}$ мг/л; при этом отмечается, что на аномальных участках эти значения увеличиваются в 2–5 и более раз [Глазовская и др., 1961].

Согласно исследованиям А.М. Черняева и Л.Е. Черняевой [1973], в пределах Сибайского месторождения отмечается преимущественное развитие гидрокарбонатных кальциевых и натриевых вод с минерализацией 0,26–0,95 г/л и величинами pH порядка 6,8–7,7. Содержания микрокомпонентов в водах близки к фоновым. В зоне влияния месторождения в результате смешения с рудными водами состав воды становится гидрокарбонатно-сульфатным и возрастает содержание рудных микрокомпонентов (мг/л): железа до 45, меди 0,002–0,6; цинка 0,03–2,0. Сульфатные воды в зонах примыкающих к рудным телам, характеризуются минерализацией 0,66–1,5 г/л, pH от 6,7 до 7,6 и содержат широкий спектр микрокомпонентов (мг/л): железо 1,5–160, медь 0,007–1,75; цинк 0,04–62,5; молибден до 0,003.

Для района Бурибайского месторождения характерно распространение преимущественно хлоридных натриевых вод с минерализацией 0,6–1,5 г/л, pH 6,9–7,8. В непосредственной близости к медноколчеданным рудным телам состав вод меняется на сульфатный с минерализацией 0,5–3,5 г/л, pH 3–5,2, содержание железа окисного 0,5–225,

железа закисного 0,5–375, меди 0,05–140, цинка 0,1–66 и др.

Для Учалинского месторождения отмечаются пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые воды с минерализацией 0,65 г/л, pH 6,4–7,2. Непосредственно вблизи рудных тел под влиянием окисляющихся сульфидов формируются сульфатные воды с минерализацией в пределах 1,0–3,0 г/л и pH 4–6,5. В этих водах содержится в повышенных количествах (мг/л): железо закисное 0,2–200, железо окисное 0,2–19,5, медь 0,01–7,6, цинк 0,4–110, свинец 0,012–0,074, молибден до 0,002, марганец до 0,5 и др.

## 6.3. Минеральный и химический состав руд основных месторождений

Спектр токсикантов природного происхождения для региона определяется набором минералов, из которых состоят горные породы. Вблизи колчеданных залежей вмещающие породы претерпели гидротермально-метасоматические изменения. В них широко распространены вторичные минералы: серицит, хлорит, кальцит, гематит, кварц, пумпеллиит, эпидот. Основными носителями и концентраторами тяжелых металлов являются рудные минералы, скопления которых образуют месторождения и которые также присутствуют в виде вкрапленников в пустых породах. Основными рудными минералами колчеданных месторождений являются пирит, халькопирит, сфалерит. В подчиненном количестве присутствуют магнетит, теннантит, борнит, арсенопирит, пирротин. На Сибайском месторождении пирротин местами является преобладающим минералом. Для руд Сибайского и Узельгинского месторождений характерен следующий минеральный состав (табл. 34) [Петровская, 1961; Пшеничный, 1982; Серавкин и др., 2001].

Эти минералы кроме собственного химического состава обладают определенным набором элементов-примесей, которые в условиях активного воздействия агентов окружающей среды могут переходить в подвижное состояние и вовлекаться в миграцию. Например, сфалерит (ZnS) кроме основных элементов содержит кадмий, а в сфалеритах Сибайского месторождения содержание этого элемента достигает 3,4% [Петровская, 1958]. Блеклые руды являются носителями мышьяка, ртути, сурьмы. По данным Н.А. Смольянинова [1972], в них может содержаться до 24,8% сурьмы (тетраэдрит) и до 17% ртути (шватцит).

Пирит может содержать медь, титан, марганец, свинец, цинк, кобальт, никель, молибден, мышьяк, олово, селен, теллур, ртуть, висмут, индий, уран, кадмий, ниобий, тантал и др. Первые восемь элементов присутствуют практически в пиритах любого генезиса.

**Таблица 34**

Обобщенная минералогическая характеристика руд медноколчеданных месторождений

| Главные минералы | Второстепенные минералы | Часто встречающиеся | Редкие минералы |
|---|---|---|---|
| **Гипогенные рудные минералы** | | | |
| Пирит, халькопирит, сфалерит | Мельниковит, пирротин, магнетит | Теннантит, галенит, арсенопирит, гематит | Барит, энаргит, фрейбергит, киноварь, германит |
| **Гипогенные нерудные минералы** | | | |
| | Кварц, кальцит | Сидерит, хлорит, серицит, гипс | Барит, флюорит |
| **Гипергенные рудные минералы** | | | |
| Гетит, гидрогетит, гидрогематит, халькозин, ковеллин | Куприт, халькантит, мелантерит | Малахит, азурит, ярозит | Самородная медь |
| **Гипергенные нерудные минералы** | | | |
| Каолин | | Опал | Оливин |

**Таблица 35**

Содержание отдельных токсикантов в минералах

| Элемент | Минерал-носитель | Содержание, % |
|---|---|---|
| **Pb** | Галенит (PbS) | 86,6 |
| **As** | Арсенопирит (FeAsS)<br>Энаргит ($Cu_3AsS$) | 46,0<br>19,07 |
| **Hg** | Киноварь (HgS) | 86,2 |
| **Se** | Ярозит ($KFe^{3+}[(OH)_6|(SO_4)_2]$) | 0,2 |

Содержание пирита в рудах составляет от 50 до 90%. В таблице 35 приведены содержания некоторых загрязнителей в минералах [Смольянинов, 1972].

Колчеданные руды Сибайского месторождения в среднем содержат (%): медь — 1,14, цинк — 2,8, серу — 41,1, кадмий — 0,0009, кобальт — 0,0067, селен — 0,0083, теллур — 0,0047, германий — 0,0003, галлий — 0,0006, индий — 0,00045. Руды месторождений Балта-Тау, Бакр-Тау, Таш-Тау — золото-медно-цинковые с содержанием меди 1,18–7,43%, цинка — 1,58–6,94%, серы — 10,2–31,1%.

Колчеданные руды Учалинского, Узельгинского и Молодежного мес-

торождений характеризуются следующими содержаниями компонентов (%): медь — 0,4–3,5; цинк — 0,4–5,0; сера — 15–45; мышьяк — 0,1–0,3; сурьма — 0,01–0,6; барий — 0,2–7,0; свинец — 0,1–0,3; кадмий — 0,006–0,012 и т.д. Руды Октябрьского месторождения содержат 3,81% меди, 1,97% цинка и 39,4% серы.

Из нерудных минералов особое внимание заслуживает флюорит ($CaF_2$), содержащийся в виде включений в породах и рудах. Он может содержать стронций, уран, иттрий, редкоземельные элементы.

Таким образом, именно минералы, содержащие широкий комплекс макро- и микрокомпонентов, в конечном итоге определяют природный и техногенный фон содержаний элементов в природной среде.

## 6.4. Отходы горного производства

Отходы образуются на всех стадиях производственной деятельности рассматриваемых предприятий:

— твердые отходы добычи — внешние отвалы вскрышных, пустых пород и некондиционных руд;
— твердые отходы переработки — хвосты обогащения руд и неликвидный пиритный концентрат;
— жидкие отходы добычи — карьерные и шахтные воды, подотвальные воды;
— жидкие отходы переработки — фильтрат хвостохранилищ;
— газопылевые выбросы, образующиеся при проведении буровзрывных работ, при дефляции с поверхности отвалов и хвостохранилищ, а также при переработке руд.

Твердые отходы являются своеобразными «аккумуляторами» техногенных мигрантов, которые по аналогии с природными [Козловский, 1972] можно разделить на независимые, создающие в ландшафте движущую фазу, и зависимые, переносимые потоками независимых мигрантов. Первые — это жидкие отходы и газопылевые выбросы, вторые — тяжелые металлы и прочие загрязнители.

Отходы содержат тот же спектр токсикантов, что и компоненты геологической среды. Но к ним добавляются вещества, которые используются и образуются при технологических процессах. Например, для переработки 1 т золотосодержащей руды на СЗИФ использовалось: цианистого натрия — 1,29 кг, извести — 13,0 кг, серной кислоты — 0,74 кг, соляной кислоты — 0,11 кг, свинцовых солей — 0,015 кг, полиакриламида — 0,03 кг. Суммарный расход каждого из этих реагентов, являющихся загрязнителями окружающей среды, за пять лет составлял: цианида натрия — 482145 кг, серной кислоты — 214839 кг, соляной кислоты — 42717 кг, полиакриламида — 11637 кг, извести — 2578534 кг, свинцовых

солей — 4093 кг [Минигазимов, Абдрахманов, Мустафин и др., 1996 г.].

Содержание тяжелых металлов в отходах в большинстве случаев

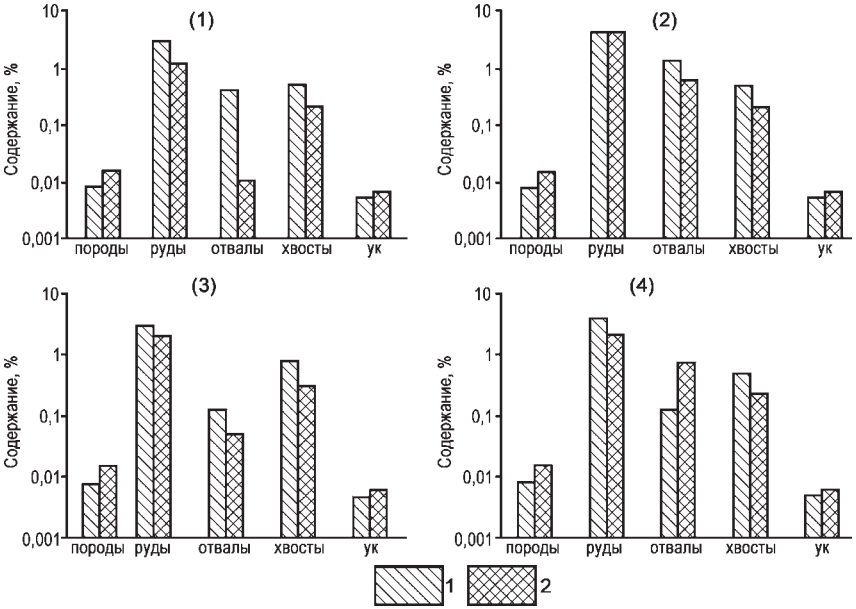



**Рис. 74. Сравнительная характеристика содержаний меди и цинка в различных природных и техногенных образованиях месторождений БМСК (1) и (2), УГОК (3), БГОК (4)**

1 — цинк, 2 — медь

превышает кларковые и фоновые значения (рис. 74).

**Твердые отходы производства.** При разработке месторождения карьерами и шахтами происходит выемка горных пород, которые состоят из рудной массы и пустых пород и некондиционных убогих руд. Рудную массу отправляют в дальнейшем на переработку (обогащение), а пустые породы и забалансовые руды складируют во внешних отвалах рудников.

Материал отвалов Сибайского рудника (517 млн. т), по данным БМСК, сложен породами основного (60%) и кислого (40%) состава: спилитами, туфобрекчиями спилитов, диабазами, риолитами, риодацитами, туфами, серицит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми и серицит-хлоритовыми метасоматитами. Отвал карьера Бакр-Тау сложен андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами (40%), кварцевыми порфирами, андезито-дацитами и их туфами (20%), серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами (20%), глинами (20%). Породы в раз-

личной степени изменены и содержат вкрапленность сульфидов. Содержание тяжелых металлов во вскрышных породах Сибайского рудника представлено в таблице 36.

**Таблица 36**

Содержание тяжелых металлов во вскрышных породах БМСК

| Элемент | Вскрышные породы Камаганского месторождения | УК, % | Материал Северного отвала Сибайского месторождения |
|---|---|---|---|
| | Содержание, % | | Содержание, % |
| **Cu** | 0,045 | 0,005 | 0,01 |
| **Zn** | 0,06 | 0,006 | 0,4 |
| **Pb** | 0,0039 | 0,001 | 0,01 |
| **Se** | 0,00025 | 0,000005 | 0,005 |
| **Cd** | 0,00018 | 0,00002 | 0,003 |
| **As** | 0,000143 | 0,002 | 0,024 |
| **Hg** | 0,000041 | 0,000003 | 0,00072 |

Отвалы Учалинского месторождения (по данным УГОК — 280 млн. т) сложены миндалекаменными базальтами, андезитобазальтами, туфами и брекчиями основного состава, габбро, габбро-диоритами (все вместе 50%), 15% составляют риолиты, дациты, их туфы и лавобрекчии, 20% — серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты с вкрапленностью сульфидов и бедные колчеданные руды; 15% — глинистые породы. Породы отвалов в различной степени сульфидизированы, например, количество сульфидов в метасоматитах достигает 8–9%. Средневзвешенное содержание меди в отвалах достигает 0,05%, количество — 224 тыс. т, цинка — 0,12% и 565 тыс. т, серы — 2,35% и 11,1 млн. т. Общий объем накопленной вскрыши УГОК на 01.01.2001 г. составляет 164,3 млн. $м^3$ (473 млн. т).

Отвалы некондиционных руд и вскрышных пород Бурибаевского месторождения (4,866 млн. т) состоят из смеси дресвяно-песчано-глинистого материала (45–50%) с обломками выветрелых эффузивов и их измененных разностей (до 20–30%), вкрапленных и сплошных руд (15–20%). Средние содержания основных элементов в отвалах следующие: Cu — 0,7%, Zn — 0,12%, S — 7,18%.

Существующие методы обогащения не позволяют извлечь все компоненты руд, вследствие чего хвосты флотации и цианирования руд содержат неизвлеченные остатки основных рудных компонентов и обогащаются неучтенными микроэлементами (Hg, Cd, Se и т.д.). Кроме хвостов обогащения к отходам переработки относится также пиритный концентрат, который не имеет спроса на рынке. УГОК и БМСК могут

ежегодно производить до 1 млн. т пиритного концентрата. В таком объеме пиритного концентрата, полученного на УГОК, содержатся (в тоннах): медь — 3000–4000, цинк — 9000–13000, кадмий — 300–400, селен — 50–60 и др.

Хвосты обогащения минерального сырья (78300 тыс. т) являются наиболее «проблемным» видом отходов недропользования. Объемы хвостов флотации (в совокупности с пиритным концентратом) предприятий цветной металлургии Башкортостана составляют (млн. т): БМСК — 30; УГОК — 47,5; БГОК — 9,3 [Гос. доклад..., 2003, 2004].

По данным БМСК (2003 г.), в хвостохранилищах Сибайской обогатительной фабрики (см. рис. 70) накоплено: 49,2 тыс. т меди (0,2%); 114,2 тыс. т цинка (0,48%); 9 млн. т серы (38,1%); 8 млн. т железа (34,3%); 1680 т кадмия (0,0073%); 86,7 т индия (0,00036%); 712,4 т селена (0,003%); 589,3 т теллура (0,0025%); 1949 т кобальта (0,0083%); 281 т галлия (0,0012%); 47,8 т германия (0,00021%). Сульфидная фракция хвостов текущей переработки имеет следующий состав: пирит — 95–98%, халькопирит — 1,5%, сфалерит — 2–2,5%.

В хвостохранилищах Семеновской золотоизвлекательной фабрики (см. рис. 73) за более чем полувековую историю их существования аккумулировано более 2,6 млн. т отходов — хвостов. В составе хвостов содержатся неизвлеченное золото и серебро, а также значительные количества токсичных элементов: ртути, свинца, кадмия, селена, теллура, мышьяка и др. (табл. 37). Минеральное золотосодержащее сырье, переработанное на СЗИФ в разное время, в основном было представлено окисленными рудами медно-колчеданных месторождений Южного Урала [Минигазимов, Абдрахманов, Мустафин и др., 1996 г.].

Хвосты УГОК (см. рис. 72) в основном состоят из пирита — 57%, сфалерита — 1,1%, халькопирита — 0,8%, оксидов железа — 2%, вторичных сульфидов — 0,2%, нерудных минералов — 38,9%. По данным УГОК (2001 г.), в них содержатся (%): Fe — 25–30; Cu — 0,2–0,4; Zn — 0,61–0,95; S — 32,25–35; As — 0,1–0,2; Pb — 0,09–0,12; Cd — 0,0029–0,004. Характеристики хвостов БГОК (по оперативному учету комбината, 2001 г.) приведены в таблице 38.

Твердые отходы представляют собой техногенные минеральные образования, в которых содержание меди, цинка и других элементов вполне сопоставимо с количеством в рудных залежах. На территории исследуемого района отходы горнодобывающих и перерабатывающих предприятий являются основными источниками загрязнения водоемов, воздушного бассейна и прилегающих земель. Это связано с интенсивным окислением материала отвалов в результате проникновения воды, содержащей кислород и активные анионы, в толщу отвалов, что приводит к увеличению растворимости тяжелых металлов (так называемый процесс выщелачивания) и выносу их в подотвальные воды. Во время

**Таблица 37**

Средние содержания и количество приоритетных загрязнителей в хвостах цианирования СЗИФ

| Элемент | УК, мг/кг | Среднее содержание, мг/кг | Общее количество в 2638800 т хвостов |
|---|---|---|---|
| **Cu** | 50,0 | 584,2 | 1541,6 |
| **Zn** | 60,0 | 528,01 | 1393,3 |
| **Cd** | 0,2 | 2,88 | 7,622 |
| **Pb** | 10,0 | 799,99 | 2111,0 |
| **Hg** | 0,03 | 22,28 | 58,8 |
| **As** | 20,0 | 786,72 | 2076,0 |
| **Sb** | 10,0 | 88,98 | 234,8 |
| **Se** | 0,05 | 49,44 | 130,46 |
| **Tl** | н.д. | 2,69 | 7,1 |
| **Cr** | н.д. | 33,5 | 88,4 |
| **Ni** | н.д. | 13,57 | 35,81 |
| **Co** | н.д. | 3,1 | 8,18 |

Примечание: н.д. — нет данных

**Таблица 38**

Средние содержания и количество загрязнителей в отвальных хвостах БГОК

| Наименование | Старое хвостохранилище | | Новое хвостохранилище | | Всего | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Количество (т) | Содержание, % | Количество | Содержание, % | Количество | Содержание, % |
| медь | 21279,6 | 0,54 | 11114 | 0,37 | 32394 | 0,47 |
| цинк | 6794,5 | 0,17 | 8838,4 | 0,30 | 15632 | 0,23 |
| селен | 16,1 | 0,0041 | | | 16,1 | 0,0041 |
| теллур | 11,2 | 0,0028 | | | 11,2 | 0,0028 |
| кадмий | 17,9 | 0,0045 | | | 17,9 | 0,0045 |
| висмут | 17,9 | 0,0045 | | | 17,9 | 0,0045 |
| германий | 6,336 | 0,00016 | | | 6,336 | 0,00016 |

сильных дождей и таяния снега материал отвалов в виде тонких взвесей смывается в расположенные поблизости водоемы и частично оседает в виде донных отложений, которые, в свою очередь, являются вторичным источником загрязнения рек.

При проведении геоэкологических и природоохранных мероприя-

тий необходимо иметь в виду, что отвалы претерпевают 4 стадии «эволюции» [Рыбаков, 1998]. Наиболее опасны в экологическом отношении отвалы находящиеся на 2-й и 3-й стадиях развития (более 20–30 лет). На этих стадиях в теле отвалов практически отсутствует геохимический барьер, присутствующий на первой стадии, и в отличие от 4-й стадии (отсутствие процессов выщелачивания вследствие малой растворимости минералов) интенсивно проходят процессы выноса тяжелых металлов.

**Жидкие отходы производства.** Техногенные минеральные образования (отвалы, хвостохранилища и прочие) находятся выше уровня подземных вод, отличаются от горных пород высокой диспергированностью слагающего их материала. Они подвергаются активному воздействию агентов внешней среды (физическому и химическому выветриванию), при этом происходит мобилизация мигрантов.

Одной из форм миграции токсикантов являются, как было отмечено выше, гидрогенные потоки (карьерные и шахтные воды, подотвальные воды, жидкая фаза материала хвостохранилищ). Гипергенные изменения рудных минералов месторождений колчеданной формации приводят к переводу труднорастворимых сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит и проч.) в хорошо растворимые сульфаты ($2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O = 2FeSO_4 + 2H_2SO_4$, $CuFeS_2 + 4O_2 = CuSO_4 + FeSO_4$, $ZnS + 2O_2 = ZnSO_4$ и т.д.) [Крайнов и др., 2004]. Такие гипергенные трансформации рудной массы выступают гидрогеохимическим следствием увеличения концентраций сульфат-иона, трехвалентного железа, которые являются Eh–pH-задающими системами, а также многих рудных элементов. Все эти окислительные трансформации сопровождаются переходом в дренажные воды горных выработок и в фильтраты твердых отходов. Происходит концентрация водород-иона, что определяет снижение pH этих вод и соответственно резкое увеличение их окислительно-восстановительного потенциала (Eh до +800 мВ). При этом формируется четвертый тип вод, по О.А. Алекину [1970], в которых $[HCO_3] = 0$. При непрерывном образовании $H_2SO_4$, $H_2S$, $S_2O_2^{2-}$, $S^0$, $SO_3^{2-}$, насыщении $CO_2$ и понижении pH возникают условия, благоприятные для сернокислотного выщелачивания. $H_2S$ наряду с иными формами серы — источник энергии для ряда специфических бактерий (Thiobacillus), которые еще больше понижают значение водородного потенциала и влияют на подвижность гидролизатов [Табаксблат, 2000]. В результате в зоне влияния горных выработок и техногенных образований формируются обширные гидрогеохимические поля аномально кислых сульфатных вод [Гаев, 1989], характеризующихся увеличением концентраций тяжелых металлов и других элементов, среди которых можно выделить две группы: первую составляют халькофильные элементы самих окисляющихся сульфидов, к ним относятся Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Co, Ni,

As, Mo, Se, Te; вторую — элементы, переходящие в агрессивные кислые воды из пород: Al, Be, Si, Sc, Ga, Nb, Li, Cs и др. Степень гидрохимической мобилизации элементов, фиксированных в породах и материале отвалов, определяет коэффициент водной миграции ($K_в$). Ряд элементов в порядке убывания $K_в$, по А.И. Перельману [1961], выглядит следующим образом: Cd — Zn — Cu — Co — Fe — As. Общий ряд в направлении понижения коэффициента концентрации элементов в подотвальных водах ($KK_{пв}$) в сравнении с фоновыми континентальными водами имеет следующий вид (в скобках *ln* $KK_{пв}$): Zn (7) — Cu, Cd (6) — Fe, Al, Co (4) — S, Mg, Ni, As, Se (3) — Sb, Pb (2) — Si, Na (1) — Ca, K (–2) [Емлин, 1997]. На рисунках 75 и 76 представлены зависимости содержаний металлов в подотвальных водах от содержаний в руде и от минерализации вод.

Среди элементов, присутствующих в сточных водах горных предприятий, экологически наиболее опасны не сами типоморфные элементы месторождений — медь, цинк, свинец, а микроэлементы-спутники, такие как кадмий, ртуть, мышьяк, сурьма, имеющие минимальные ПДК в питьевой воде. Эти элементы опасны еще в связи с тем, что большая их часть подвержена процессам метилирования с образованием различных форм $Cd(CH_3)^+$, $Hg(CH_3)^+$, $As(CH_3)^0_3$, токсичность которых на порядок и более выше, чем у простых катионных форм. В связи с распространением этих элементов в подземных водах известны массовые случаи отравления населения мышьяком и ртутью (на Урале и в некоторых рудных районах западных штатов США) [Крайнов и др.,

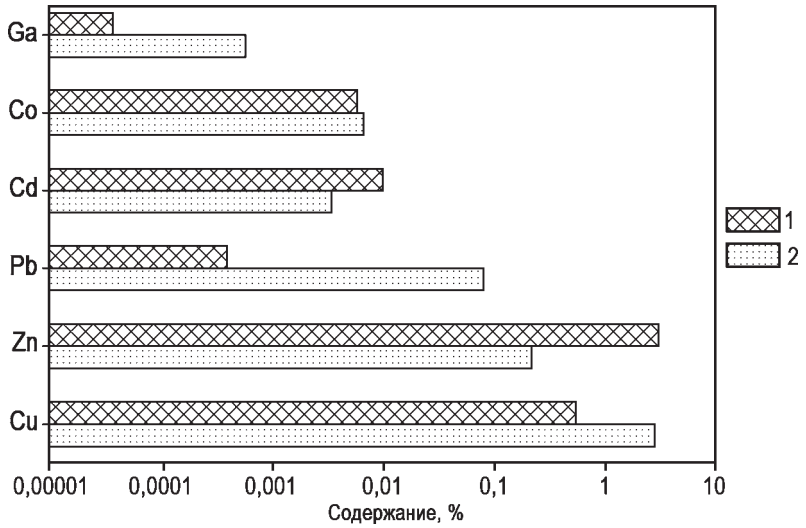



**Рис. 75. Зависимость содержаний металлов в подотвальных водах Сибайского месторождения от содержаний в рудах**

1 — подотвальные воды, 2 — руды

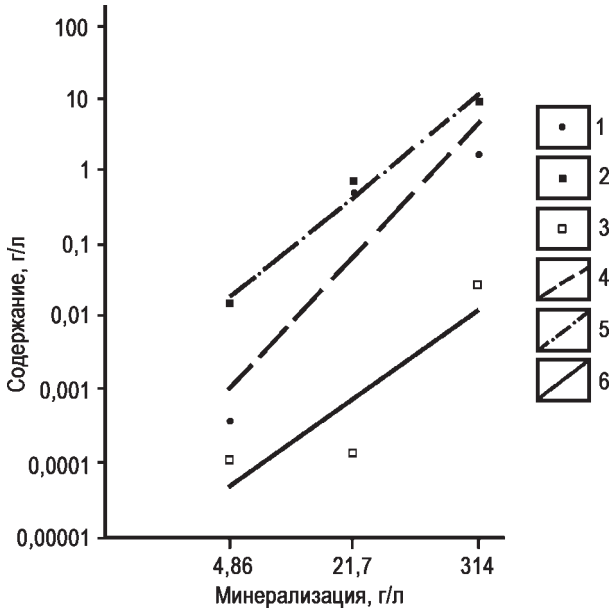



**Рис. 76. Зависимость содержаний металлов в подотвальных водах Сибайского месторождения от величины минерализации**

1 — медь, 2 — цинк, 3 — кадмий, 4 — тренд распределения меди, 5 — тренд распределения цинка, 6 — тренд распределения кадмия

2004].

Рудничный (карьерный и шахтный) водосток образуется при разгрузке вод горизонтов, вскрытых горными выработками. Карьерные воды Сибайского месторождения образуются в объеме 9120 м$^3$/сутки и характеризуются следующими параметрами: pH — 5,9, сухой остаток — до 3216 мг/л, Cu — 0,067 мг/л, Zn — 8,68 мг/л, Cd — 0,007 мг/л, Fe — 3,6 мг/л, Mn — 5,94 мг/л, Cr — 0,07 мг/л, Sr — 2,6 мг/л и т.д. Шахтные воды здесь имеют следующие показатели: pH — 7,21, Fe — 0,12 мг/л, Cu — 13,36 мг/л, Pb —1,12 мг/л, Cr — 0,6 мг/л, Hg — 0,0203 мг/л, нитрат-ион — 6,06 мг/л. На месторождении Бакр-Тау карьерные воды (1440 м$^3$/сут) содержат (мг/л): Cu — 4,25; Zn — 5,3; сульфат-ион — 982; нитрат-ион — 76; сухой остаток — 1732 [Мустафин, Абдрахманов, Ахметов, 2002]. Шахтные воды Октябрьского месторождения (356,6 тыс. м$^3$/год), отрабатываемого БГОК, имеют величину pH — 3,5, сухой остаток — 3860 мг/л и другие ингредиенты в следующих количествах (мг/л): Cu — 16; Zn —18, As — 53,3; Cd — 0,2; Pb — 0,04; Se — 0,0003; Hg — 0,0013; Sr — 1,4; Fe — 37,5; Br — 0,2; B — 0,2; нитрат-ион — 28 [Зайнуллин, 1997]. В общем водосборнике Учалинского месторождения, по данным УГОК, воды имеют следующие показатели: pH — 4,5;

сухой остаток — 7228 мг/л, Cu — 32,5 мг/л, Zn — 212 мг/л, Fe — 62,2 мг/л, Mn — 36,96 мг/л, Cd — 0,60 мг/л, ион аммония — 10,38 мг/л и т.д. Объем карьерных и шахтных вод УГОК составляет 2200–2800 тыс. $м^3$/год.

Высоко содержание различных токсикантов и в фильтрате хвостохранилищ. Анализ проб воды из наблюдательных скважин хвостохранилища БМСК показал, что в ней содержится (мг/л): Cu до 0,2, Zn до 0,2, Pb до 0,09, Fe до 320, цианид-иона до 0,30, фторид-иона до 1,94 и т.д. В таблице 39 показан химический состав фильтрата хвостохранилищ Учалинской обогатительной фабрики [Гусев, 2004].

Жидкие стоки хвостохранилищ СЗИФ загрязнены тяжелыми металлами (мг/л): Hg до 0,09, Pb до 0,681, Cu до 12,31, Zn до 12,055, Fe до 0,419 [Зайнуллин, Абдрахманов, Ибатуллин и др., 2005]. Содержание ртути в 30 раз выше максимальной концентрации в подземных водах.

Самыми специфичными среди стоков горноперерабатывающего

**Таблица 39**

Характеристика химического состава фильтрата хвостохранилищ Учалинской обогатительной фабрики и воды озера в зоне влияния УГОК

| Компоненты и показатели | Хвостохранилище | | Озеро Большие Учалы | $ПДК_{рх}$* |
|---|---|---|---|---|
| | 1-й отстойник | 2-й отстойник | | |
| | Содержание, мг/л | | | |
| **Cu** | 1,55 | 0,09 | 0,008 | 0,001 |
| **Zn** | 219,8 | 15,4 | 0,01 | 0,01 |
| **Ca** | 498,8 | 970,1 | 47,1 | 180,0 |
| **Mg** | 281,2 | 19,1 | 49,0 | 40,0 |
| **$SO_4^{2-}$** | 3583,8 | 2436,5 | 31,3 | 100 |
| **Mn** | 32,0 | 4,4 | – | 0,01 |
| **Cd** | 0,37 | – | – | 0,005 |
| **Co** | 0,85 | 0,021 | – | 0,01 |
| **Ni** | 0,34 | – | – | 0,01 |
| **Нитраты** | – | 0,09 | 0,04 | – |
| **Ион аммония** | 6,78 | – | 0,17 | – |
| **Fe общ** | 130,0 | 9,2 | 0,12 | 0,05 |
| **Pb** | 0,29 | 0,08 | – | 0,01 |
| **Сухой остаток** | 6468,0 | 5140 | 406 | 1 |
| **Взвешенные веществава** | 40,8 | 142,0 | 8,3 | – |
| **pH среды** | 4,4 | 9,9 | 8,8 | 6,5–8,5 |
| **ХПК, мг/л $O_2$** | 176,0 | 296,0 | 30,6 | – |
| **БПК–5, мг/л $O_2$** | 166,3 | 237,7 | 2,5 | – |

* — предельно допустимые концентрации загрязнителей для вод водоемов рыбохозяйственного значения

комплекса являются подотвальные воды: минерализация их нередко превышает минерализацию рудничных вод, а огромные объемы отвалов обеспечивают столь же большие массы подотвальных вод. В подотвальных водах БМСК содержится: более 0,2 мг/л меди, до 0,04 мг/л цинка, более 10 мг/л марганца, до 0,2 мг/л никеля.

Результаты выполненных нами в 2005 году исследований химического состава фильтрата отвалов УГОК, БМСК и БГОК приведены в таблицах 40 и 41.

Как видно из таблицы 40, некоторые элементы переходят из микро- в макрокомпонентный состав, и образуются высокоминерализованные сульфатные полиметаллические воды с низкими значениями pH и высокими — Eh. Почти повсеместно отсутствует гидрокарбонат-ион. Источником хлор-иона вероятнее всего являются вмещающие породы (гидролиз силикатных минералов) и содержащиеся в минералах в виде включений флюиды [Крайнов и др., 2004], в меньшей мере атмосферные осадки в которых содержится от 2,2 до 3,2 мг/л $Cl^-$, а также испарительная концентрация в теле отвалов. Преобладание данного компонента в подотвальных водах Бурибайского месторождения, по нашему мнению, связано с мезозойскими осадочными засоленнымим породами, которые идут во вскрышу.

Кроме приоритетных металлов в подотвальных водах встречаются редкие, редкоземельные элементы, уран, торий [Абдрахманов, Салихов, Ахметов, 2005], концентрации которых представлены в таблице 41.

Большинство представленных в таблице элементов содержится в кон-

**Таблица 40**

Основные показатели химического состава подотвальных вод

| Компоненты и показатели | Бурибай, проба 23 | Сибай, проба 30 | Сибай, проба 31 | Бакр-Тау проба 36 | Учалы, проба 40 | Учалы, проба 41 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **$Ca^{2+}$, мг/л** | 175,0 | 28,6 | Следы | 22,1 | 185,2 | 46,5 |
| **$Mg^{2+}$, мг/л** | 304,8 | 1836 | 7975,9 | 698,8 | 180,7 | 5530 |
| **$Na^{+}$+$K^{+}$, мг/л** | 51,6 | 202 | 34,32 | 21,0 | 11,3 | 13,2 |
| **$Fe^{3+}$, мг/л** | <0,5 | 693,2 | 18560 | 308,0 | 220 | 909 |
| **Mn, мг/л** | 176,0 | 1,2 | 314,0 | 43,1 | 11,9 | 72,8 |
| **Cu, мг/л** | 352,0 | 0,4 | 1884,0 | 129,3 | 14,9 | 72,8 |
| **Zn, мг/л** | 220,0 | 15,8 | 9734,0 | 653,0 | 34,7 | 418,6 |
| **$SO_4^{2-}$, мг/л** | 237,3 | 2023,0 | н.д. | 10066,0 | 2514,0 | н.д |
| **$HCO_3^-$, мг/л** | 0 | 61,0 | н.д. | 0 | 0 | н.д. |
| **$Cl^-$, мг/л** | 1103,2 | 11,8 | н.д. | 630,4 | 236,4 | н.д. |
| **pH** | 2,95 | 6,60 | 2,65 | 2,70 | 2,75 | 2,60 |
| **Eh** | +400,0 | +425,0 | +345,0 | +550,0 | +565,0 | +460,0 |
| **Сухой остаток, г/л** | 44,0 | 4,86 | 314,0 | 21,55 | 4,95 | 18,2 |

**Таблица 41**

Содержания микрокомпонентов в подотвальных водах месторождений Южного Урала в сравнении с региональным кларком

| Элемент | Бурибай, % | Сибай, % | | Бакр-Тау, % | Учалы, % | | Кларк * % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Пр. 23 | Пр. 30 | Пр. 31 | Пр. 36 | Пр. 40 | Пр. 41 | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| **Li** | 0,001 | 0,0009 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,004 | 0,0005 |
| **Be** | 0,00003 | 0 | 0,00004 | 0,0002 | 0,00007 | 0,0002 | 0,00002 |
| **Sc** | 0,002 | 0,0005 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,000014 |
| **Ti** | 0,006 | 0,006 | 0,0054 | 0,014 | 0,02 | 0,005 | 0,001 |
| **Cr** | 0 | 0 | 0 | 0,003 | 0,06 | 0 | 0,0001 |
| **Co** | 0,02 | 0,0007 | 0,006 | 0,03 | 0,009 | 0,01 | 0,00008 |
| **Ni** | 0,02 | 0,002 | 0,003 | 0,02 | 0,007 | 0,009 | 0,00014 |
| **Ga** | 0,00007 | 0 | 0,00004 | 0,00005 | 0,0001 | 0,0001 | 0,000016 |
| **Ge** | 0 | 0 | 0 | 0,00002 | 0,000005 | 0 | 0,00006 |
| **Rb** | 0,00008 | 0,00007 | 0,00024 | 0,00008 | 0,0005 | 0,00006 | 0,0001 |
| **Sr** | 0,005 | 0,08 | 0,002 | 0,02 | 0,02 | 0,005 | 0,001 |
| **Y** | 0,003 | 0,00024 | 0,002 | 0,006 | 0,003 | 0,01 | 0,000012 |
| **Nb** | 0,00003 | 0,00001 | 0,00004 | 0,000005 | 0,00002 | 0,00002 | 0,0001 |
| **Mo** | 0,00005 | 0,00002 | 0 | 0,00003 | 0,009 | 0 | 0,00006 |
| **Cd** | 0,005 | 0,003 | 0,01 | 0,02 | 0,0024 | 0,008 | 0,000014 |
| **Sn** | 0,00044 | 0,05 | 0,00002 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,00007 |
| **Cs** | 0,000006 | 0,00001 | 0,000009 | 0,000004 | 0,00002 | 0 | 0,00003 |
| **Ba** | 0,004 | 0,0003 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,00012 |
| **La** | 0,00054 | 0,00004 | 0,0003 | 0,001 | 0,0006 | 0,0014 | 0,00001 |
| **Ce** | 0,002 | 0,00009 | 0,0007 | 0,003 | 0,0014 | 0,004 | – |
| **Pr** | 0,0003 | 0,00001 | 0,0001 | 0,0004 | 0,0002 | 0,0006 | – |
| **Nd** | 0,0014 | 0,000054 | 0,0006 | 0,002 | 0,0009 | 0,003 | – |
| **Sm** | 0,0005 | 0,00004 | 0,0002 | 0,0006 | 0,00034 | 0,001 | 0,00002 |
| **Eu** | 0,0001 | 0,000007 | 0,00008 | 0,0001 | 0,0009 | 0,0003 | – |
| **Gd** | 0,0006 | 0,00004 | 0,0004 | 0,001 | 0,0006 | 0,002 | – |
| **Tb** | 0,000094 | 0,000006 | 0,00008 | 0,0002 | 0,0001 | 0,0004 | – |
| **Dy** | 0,0005 | 0,00004 | 0,0005 | 0,001 | 0,0007 | 0,002 | 0,00004 |
| **Ho** | 0,0001 | 0,00001 | 0,00009 | 0,0002 | 0,000134 | 0,0005 | – |
| **Er** | 0,0003 | 0,00003 | 0,0003 | 0,0004 | 0,0003 | 0,0014 | 0,00001 |
| **Tm** | 0,00004 | 0 | 0,00003 | 0,00007 | 0,00005 | 0,0002 | – |
| **Yb** | 0,0002 | 0,000007 | 0,0002 | 0,0005 | 0,0004 | 0,001 | 0,000008 |
| **Lu** | 0,00003 | 0,000003 | 0,00003 | 0,00007 | 0,00004 | 0,0002 | – |
| **Hf** | 0 | 0 | 0,000001 | 0 | 0,00001 | 0,000006 | – |
| **Ta** | 0,00004 | 0,000004 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,0001 |
| **Tl** | 0,000002 | 0,000002 | 0,000003 | 0,000002 | 0,000007 | 0,000001 | 0,000012 |
| **Bi** | 0,000003 | 0,000004 | 0 | 0,000001 | 0,000001 | 0,000004 | 0,00001 |
| **Pb** | 0,00009 | 0,0001 | 0,0004 | 0,0009 | 0,0008 | 0,0007 | 0,00012 |
| **Th** | 0,00002 | 0,000003 | 0,00004 | 0,0005 | 0,00008 | 0,00014 | – |
| **U** | 0,0002 | 0,0001 | 0,0003 | 0,00003 | 0,0002 | 0,0005 | – |

* Региональный кларк гидросферы, по А.М. Черняеву и др. [1970]

центрациях превышающих региональный кларк, в том числе и редкие элементы, что диктует необходимость более детального дальнейшего изучения этих элементов с точки зрения загрязнения окружающей среды. Особого внимания заслуживают TR и радиоактивные металлы (Th, U).

Распространение первых изучено в работах Л.С. Табаксблата [1999 и др.], который рассматривает техногенную миграцию данных элементов в рудничных и подотвальных водах медноколчеданных и угольных месторождений Урала. Редкие металлы в основном содержатся в рассеянном состоянии в породах слагающих месторождения; содержания одних (Li, Be, Rb, TR, Ta и прочих) повышены по сравнению с кларками земной коры в кислых породах, содержания других (Sc, V) — по сравнению с кларками в основных породах. Несколько повышено содержание урана (в пределах от 0,006 до 1 мг/л). Последнее значение концентрации урана в природных водах [Алекин, 1970] относится к очень высоким ($>3\cdot10^{-4}$%). Д.Г. Тарабориным [2004] установлено, что колчеданные комплексные руды в Тагило-Магнитогорском прогибе отличаются заметно выраженным парагенезисом с радионуклидами, в первую очередь с ураном и торием. Аномальная радиоактивность приурочена не только к площадям и участкам медноколчеданного оруденения, но и заметно проявлены аккумулятивные по отношению к радионуклидам процессы с образованием аномалий. В обстановке низких значений pH уран начинает мигрировать с жидкими техногенными образованиями и по мере снижения кислотности среды может накапливаться в природных подсистемах (почвы, донные отложения и др.). Распространение редкоземельных элементов, урана, тория в почвах, растениях, биосубстратах населения Южного Урала приведено в работах Н.В. Старовой, Р.Ф. Абдрахманова, Д.Н. Салихова и др. [2002, 2003]. Имеются данные по содержанию урана и тория в почвенных горизонтах Учалинского района (рис. 77).

Подотвальные воды представляют собой минеральное сырье, в котором по уровню концентраций содержание главных элементов соизмеримо со средними содержаниями в рудах, в то же время высокие концентрации металлов предопределяют высокую токсичность подотвальных вод. Таким образом, водоотлив из карьеров и шахт, подотвальные воды и фильтрат хвостохранилищ представляют собой концентрированные растворы тяжелых металлов и других загрязнителей и представляют большую угрозу окружающей среде и, в конечном счете, для людей.

## 6.5. Загрязнение компонентов окружающей среды

Результатом стока жидких отходов из отвалов является повсеместное загрязнение прилегающих к предприятиям и их производственным объектам ландшафтов. Особенно сильное воздействие испытывают

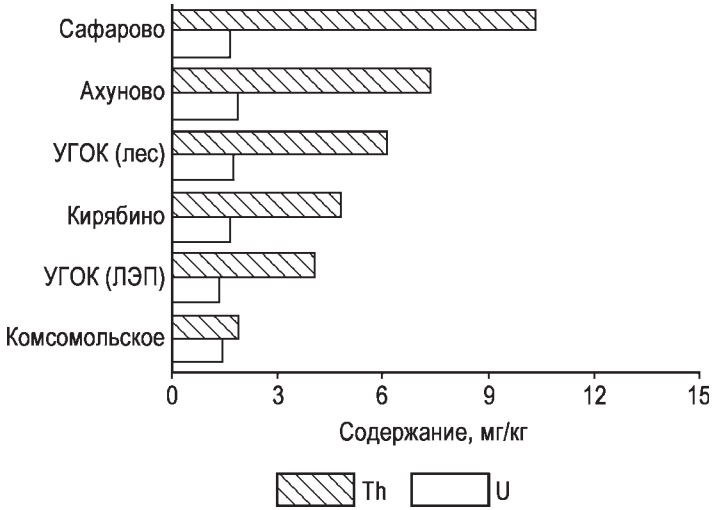



**Рис. 77. Содержание урана и тория в почвах Учалинского района [Старова, Абдрахманов, Салихов и др., 2003]**

поверхностные водотоки, которые являются основным источником водообеспечения предприятий и населения. В воде р. Карагайлы (г. Сибай) содержание меди превышает $ПДК_{рх}$ в 116 раз, цинка — в 5 раз, марганца — в 485 раз, никеля — в 2 раза. В 2001 году общее водоотведение по БМСК составило 8,9 млн. $м^3$, в них 6,8 тыс. т загрязняющих веществ. В 2003 году сброс стоков по БМСК и УГОК составил: 5,4 млн. $м^3$ и 3,3 млн. $м^3$ соответственно [Гос. доклад, 2004]. Содержания в воде р. Худолаз цинка, меди и железа существенно превышают соответствующие значения ПДК для воды рыбохозяйственных водоемов. Характерно, что после впадения р. Карагайлы вода р. Худолаз резко обогащается цинком, железом и медью. Установлено влияние шахтных вод БМСК на качество воды отдельных участков рек Худолаз и Карагайлы. Так, например, в воде пруда Строителей в г. Сибай тяжелые металлы обнаруживаются в следующих количествах (мг/л): медь — 1,5 (1500 ПДК); цинк — 29,8 (2980 ПДК); марганец — 680 (680 ПДК); кадмий — 0,090 (18 ПДК); кобальт — 0,09 (9 ПДК) и ртуть — 0,00004 (4 ПДК). В двух километрах ниже пруда Строителей по течению реки Карагайлы в воде присутствуют (мг/л): медь — 0,80 (800 ПДК); цинк — 27,2 (2720 ПДК; марганец — 6,60 (660 ПДК); кадмий — 0,075 (15 ПДК); кобальт — 0,08 (8 ПДК); никель — 0,04 ПДК), что лишь незначительно ниже уровня загрязнения тяжелыми металлами воды самого пруда.

В устье р. Карагайлы концентрация тяжелых металлов в воде снижается, но все же превышает соответствующие значения ПДК (мг/л): медь —

0,050 (50 ПДК); цинк — 5,40 (540 ПДК); марганец — 2,40 (240 ПДК); кадмий — 0,011 (2 ПДК). Ниже устья р. Карагайлы сохраняется существенный уровень загрязнения р. Худолаз, хотя содержание тяжелых металлов здесь значительно ниже по сравнению с тремя вышеупомянутыми участками (мг/л): медь — 0,013 (13 ПДК): цинк — 0,77 (77 ПДК); марганец — 0,81 (81 ПДК). Повторный анализ на участках обследования, проведенный УГАК [1997 г.], подтвердил картину техногенного загрязнения воды рек Карагайлы и Худолаз в результате деятельности БМСК.

Подземные воды также испытывают техногенную нагрузку (табл. 42). В районе СЗИФ в трещиноватых породах развиты субнапорные воды грунтового типа. Они слабо защищены от техногенного влияния через зону аэрации. Глубина залегания подземных вод колеблется от 0,1 м до 5,1 м. Скважина, которая использовалась ранее для водоснабжения поселка Семеновский, весной и летом самоизливается. На момент исследований глубина залегания составляла 0,1 м.

**Таблица 42**

Содержания загрязнителей в подземных водах зоны влияния СЗИФ в 2000 году

| Место отбора | Cu | Pb | Cd | Zn | Hg | Sb |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | мг/ л | | | | | |
| **Северный колодец** | 0,029 | 0,005 | <0,0005 | 0,045 | 0,00068 | <0,02 |
| **Скв. у д. Мунасипово** | <0,01 | 0,005 | <0,0005 | <0,01 | <0,0001 | <0,02 |
| **Колодец в п. Семеновский** | 0,017 | 0,047 | <0,0005 | 0,025 | 0,00049 | <0,02 |
| **Южный дренажный колодец** | 0,026 | 0,005 | <0,0005 | 0,408 | 0,00011 | <0,02 |
| **Родник в п. Семеновский** | <0,01 | 0,005 | <0,0005 | 0,082 | <0,0001 | <0,02 |
| **Наблюдательная скважина** | 0,038 | 0,048 | 0,001 | 0,329 | 0,0012 | <0,02 |
| **ПДК$_{рх}$** | 0,001 | 0,1 | 0,005 | 0,01 | 0,0001 | – |

Уровень воды в скважинах, пробуренных летом 1996 г. для водоснабжения поселка в районе д. Мунасыпово, составляет 0,1 м. Весной уровень подземных вод здесь превышает уровень поверхности земли. Из-за слабой защищенности от техногенного влияния химический состав подземных вод подвержен значительному загрязнению. Это хорошо видно по наблюдательным скважинам, северному и южному колодцам. В воде обнаружены превышающие ПДК для питьевых вод концентрации марганца (до 21 ПДК), кадмия (до 2 ПДК), железа (до 500 ПДК), ртути (до 14, а в северном колодце до 59 ПДК), цианида (до 32 ПДК), в отдельных скважинах отмечены высокие концентрации хлоридов. Водоснабжение

населения поселка Семеновкий питьевой водой в настоящее время производится из новых водозаборных скважин, расположенных у д. Мунасыпово. В четырех из пяти проб питьевой воды, отобранных в ноябре 1996 г., установлены содержания железа, существенно превышающие допустимые нормы. Так, в одной из проб содержание железа равно 1,598 мг/л, в пробе из водопроводной колонки — 1,185 мг/л.

Отработанные технологические воды СЗИФ при переполнении прудов в случае аварийных ситуаций (быстрое снеготаяние, бурный паводок, сильные дожди и т.д.) переливаются через дамбу на рельеф местности и загрязняют, таким образом, почву и поверхностные воды.

Подобная ситуация наблюдается и в пределах зон влияния других горнопромышленных предприятий (Бурибаевский ГОК). В результате водоотлива из горных выработок образуются депрессионные воронки, нарушающие естественный гидродинамический режим подземных вод. Это нарушение проявляется в истощении, смене условий питания и разгрузки водоносных горизонтов, в изменении качества вод и в целом в нарушении работы водозаборов.

Очевиден вывод о том, что поверхностные и подземные воды региона нуждаются в защите, которая предполагает создание современной системы мониторинга, разработки высокопроизводительных и эффективных технологий очистки.

Загрязнение атмосферы происходит в результате пылевых выбросов из карьеров, шахт, с поверхности отвалов и хвостохранилищ, с обогатительных фабрик в процессе переработки руды.

Сильные и частые ветры, весьма характерные для территории Зауралья, являются причиной мощной дефляции выветрелой части материала с поверхности отвалов. В результате происходит загрязнение площадей прилегающих к предприятию сельскохозяйственных угодий минеральной пылью. Кроме того, буро-взрывные работы, проводимые в карьерах и шахтах, представляют собой разрушение горных массивов, при котором образуются различные гранулометрические фракции, в том числе и минеральная пыль. Пыль обогащена цинком и кадмием (табл. 43). Концентрацию данных элементов можно объяснить тем, что одним из основных минералов отвалов является сфалерит, обладающий более низкой плотностью (4,00 г/см$^3$) по сравнению с другими рудными минералами (пирит — 5,15 г/см$^3$) и легче переносимый воздушными потоками.

В марте 2000–2001 года институтом БЖД РБ была проведена снеговая съемка территории района воздействия УГОК. Исследования показали, что основное загрязнение металлами наблюдается в северо-западном направлении от комбината и в районе г. Учалы, что согласуется с направлением господствующих ветров местности.

В пробах снега определялись хлориды, нитраты, нитриты, pH,

**Таблица 43**

Содержание цинка и кадмия в минеральной пыли медно-колчеданных месторождений Южного Урала [Емлин, 1997]

| Месторождение | Место отбора проб | Содержание, % | |
|---|---|---|---|
| | | Цинка | Кадмия |
| Республика Башкортостан | | | |
| Баймакский район | | | |
| Сибайское | Карьер | 2,77 | – |
| | Фабрика | 0,26 | 0,001 |
| | | 3,575 | 0,0049 |
| Учалинский район | | | |
| Учалинское | Карьер | 2,77 | 0,0038 |
| | Отвал | 0,656 | 0,0036 |
| | Фабрика | 2,39 | 0,0098 |
| | | 36,66 | 0,182 |
| | | 8,90 | 0,031 |
| | | 3,15 | 0,01 |
| | | 3,04 | 0,33 |
| | | 48,40 | 0,045 |
| | | 10,24 | 0,44 |
| | | | 0,149 |
| | | | 0,0043 |
| Оренбургская область | | | |
| Гайское | Карьер | 1,73 | 0,003 |
| | | 1,32 | 0,0052 |
| | | 0,19 | 0,0010 |
| | Шахта | 0,79 | 0,0017 |
| | | 0,44 | 0,0015 |
| | | 1,11 | 0,0034 |
| | Фабрика | 8,93 | 0,22 |
| | | 8,78 | 0,047 |
| | | 1,32 | 0,042 |
| | | | 0,0052 |
| | | | |

аммонийный азот, жесткость, бенз(а)пирен, натрий, калий, кальций, магний, железо, медь, цинк, свинец, никель, кобальт, кадмий, мышьяк, сурьма, ртуть, хром, марганец, селен и ванадий.

Значительное превышение $ПДК_{рх}$ по содержанию железа было обнаружено почти во всех пробах (на территории обогатительной фабрики до 5340 раз, с учетом состава осадка на фильтре — до 12174 раз); содержание меди превышало $ПДК_{рх}$ от 2 до 10 раз (в одной пробе на территории обогатительной фабрики до 10200 раз без учета содержания

меди в осадке на фильтре); содержание цинка также во всех пробах выше ПДК в 2–6 раз (в одной пробе на территории обогатительной фабрики в 52 раза) [Зайнуллин, Абдрахманов, Ибатуллин и др., 2005].

Концентрация ртути в 4 пробах выше $ПДК_{рх}$ от 1,1 до 11 раз (в одной пробе на территории обогатительной фабрике до 118 раз); содержание хрома превышает $ПДК_{рх}$ в двух пробах на территории обогатительной фабрики. Содержание марганца во всех пробах выше $ПДК_{рх}$ от 7 до 16 раз (на территории обогатительной фабрики — 25–60 раз).

Содержание магния, свинца, никеля на промплощадке превышает местный фон в 46–48 раз, в г. Учалы и с. Учалы — в 5 раз. С удалением на расстояние до 5 км от УГОК содержание магния и свинца уменьшается до уровня фона, а никеля — немного увеличивается (до 9,6 раз).

В районе БМСК, в селитебной части города, превышение ПДК по меди достигало 1,8 раз; по никелю — 1,2 раза; по сере — 2 раза [Гос. доклад, 2003]. Данные по загрязнению почвы производственными про-

**Таблица 44**

Загрязнение почв металлами в зоне влияния УГОК [Старова, Абдрахманов, Салихов и др., 2003]

| Элемент | УГОК, лес | УГОК, ЛЭП | Фоновые почвы * |
|---|---|---|---|
| | мг/кг, в почвах / в почвообразующих породах | | |
| **Cu** | 509,0 / 325,0 | 425,0 / 325,0 | 18 |
| **Zn** | 191,50 / 48,00 | 105,50 / 48,00 | 37 |
| **Fe** | 79250,0 / 69400,0 | 78350,0 / 69400,0 | – |
| **Mn** | 1480,0 / 313,0 | 389,0 / 313,0 | – |
| **Pb** | 94,0 / 0,00 | 4,85 / 0,00 | 18 |
| **As** | 246,0 / 349,0 | – / 349,0 | – |
| **Se** | 6,15 / 3,2 | 2,9 / 3,2 | – |
| **Hg** | 0,02 / 0,06 | 0,03 / 0,06 | – |
| **Sb** | 2790,0 / 529,0 | 4,15 / 1,0 | – |
| **Cd** | 0,2 / 0,6 | 1,0 / 0,6 | 0,3 |
| **Bi** | 0,87 / 1,0 | 1,15 / 1,0 | – |

* Фоновые почвы Ю. Урала (г. Магнитогорск), по [Агроэкология, 2000]

цессами представлены в таблице 44.

В зоне влияния СЗИФ отмечается загрязнение атмосферного воздуха ртутью, которое носит повсеместный характер и достигает 0,009 мг/м$^3$ (30 ПДК). Было установлено (по данным снеговой съемки), что в зоне влияния СЗИФ, в радиусе 5 км от предприятия, наряду со ртутью существенным загрязнителем атмосферного воздуха является мышьяк.

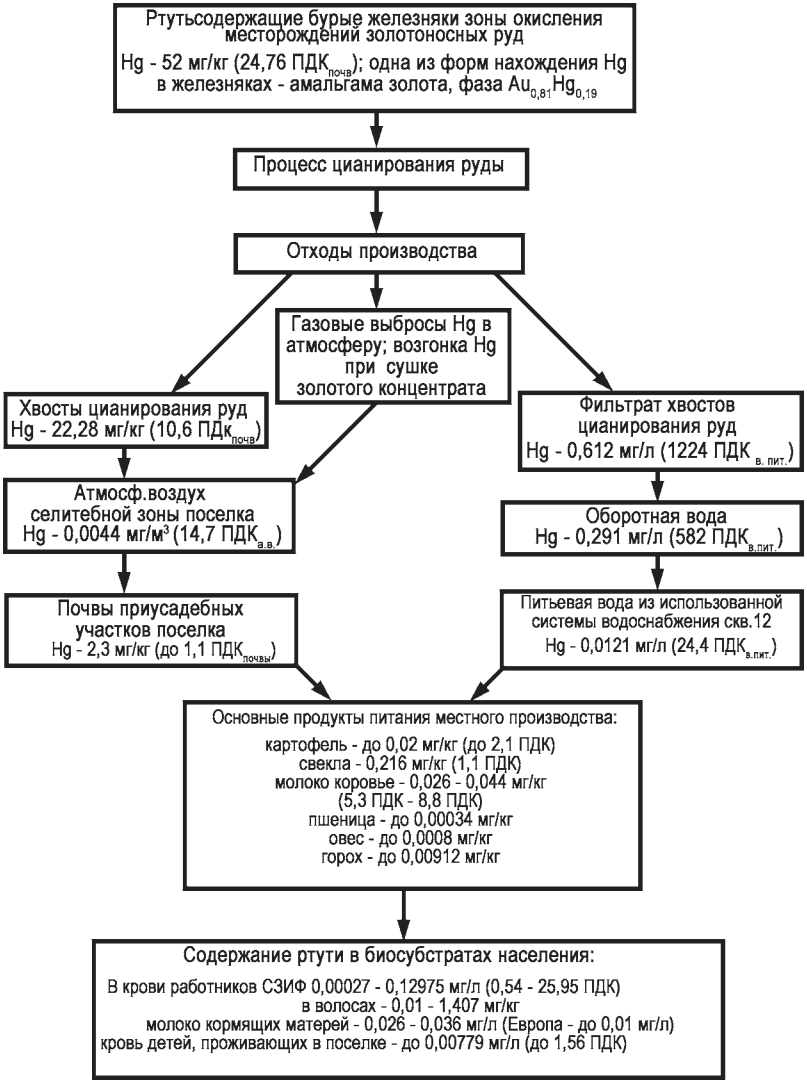



**Рис. 78. Движение ртути в системе «геологическая среда — горное производство — человек» в зоне влияния СЗИФ [Фаухутдинов, 1999]**

Токсиканты определяют степень техногенной нагрузки на почвенный слой прилегающих сельскохозяйственных угодий. Анализ проб почв показал следующие концентрации загрязнителей (мг/кг): Hg до 33540; As до150; Cu до 173; Zn до 219; Pb до 1033,5; Cr до 275 [Зайнуллин, Абдрахманов, Ибатуллин и др., 2005].

Твердые и жидкие отходы, газопылевые выбросы являются звеньями единой природно-техногенной системы «геологическая среда – горная промышленность – биосфера (человек)», существующей в регионе. Металлы и другие загрязнители, перераспределяясь в пределах данной системы, в конце концов попадают в организм человека (рис. 78) и тем самым ухудшают состояние здоровья населения.

Необходимы принципы и методы решения данной проблемы, которая с каждым годом становится все острей.

# Глава 7.
# ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ РАЙОНОВ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ АГРОПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ

Как уже отмечалось в главе 3, воздействие агропромышленных предприятий (включая и населенные пункты) на подземные воды осуществляется рядом крупных источников (см. табл. 18). С учетом масштабности проявления и обеспеченности натурными данными здесь нами приводится характеристика источников воздействия на подземную гидросферу только в районах утилизации сточных вод крупных животноводческих комплексов (подтип 1Г) и орошаемого земледелия (подтип 1В).

## 7.1. Формирование состава подземных вод в районах утилизации стоков крупных животноводческих комплексов

Утилизация стоков крупных животноводческих комплексов в настоящее время — весьма актуальная проблема. Количество стоков одного только свиноводческого комплекса на 54 тыс. голов достигает 0,5 млн. $м^3$ в год, что равно объему бытовых сточных вод почти полумиллионного города (гг. Стерлитамак и Салават вместе взятые). Опыт эксплуатации подобных объектов в нашей стране и за рубежом показал, что одно из направлений утилизации сточных вод — использование их для орошения сельскохозяйственных культур.

Как правило, эти растворы служат комплексным удобрением с высоким содержанием азота, фосфора, калия и других элементов, необходимых для нормальной жизнедеятельности растений. В жидком навозе свиней среднее содержание питательных веществ составляет (%): азота — 7,70, фосфора — 0,65, калия — 0,27, кальция — 0,26, магния — 0,06. Из микрокомпонентов присутствуют (мг/кг при 10% содержании сухого вещества): B — 3,6, Mn — 27,3, Mo — 0,18, Cu — 1,9, Zn — 36,8. Вместе с тем обогащенные органическим веществом минерализованные стоки животноводческих комплексов при высоких поливных и оросительных нормах и сложных гидрогеолого-мелиоративных условиях

могут вызвать засоление и бактериальное загрязнение почвогрунтов и подземных вод [Абдрахманов, 1993; Буцыкин и др., 1987; Крайнов и др., 2004 и др.].

На основе полевых и экспериментальных исследований выполнена оценка гидрогеологического состояния одной из крупных специализированных оросительных систем в Южном Предуралье, где в течение 24 лет (с 1981 г.) осуществляется утилизация стоков свиноводческого комплекса на 54 тыс. голов (рис. 79).

Массив орошения расположен на водоразделе и склонах долин рек Белая и Куганак, сложенных глинистыми породами четвертичного и неогенового возраста. В пределах массива и на сопредельных участках развиты водоносные горизонты грунтового типа в аллювиальных четвертичных отложениях долин рек и акчагыльско-апшеронских образованиях, а также напорный водоносный горизонт в базальных песках и галечниках кинельской свиты, выполняющих переуглубленную долину р. Палео-Белая (рис. 80).

Горизонты грунтовых вод в четвертичных и неогеновых отложениях залегают на глубине от 0,4–1,0 до 6–7 м; мощность их составляет 10–20 м. Поток подземных вод направлен в долины рек: гидравлические уклоны — 0,004–0,01, модуль дренажного стока — от 0,02 до 0,4 л/(с·га). По данным гидрорежимных наблюдений до орошения на склонах долин и на водоразделе уровни подземных вод находились на 1–7 м ниже современных.

Наиболее водообильны пески и гравийно-галечниковые отложения, залегающие в долинах указанных рек: дебиты скважин изменяются от 1–5 до 30–40 л/с. Акчагыльско-апшеронские отложения представлены преимущественно глинистыми осадками, обладающими невысокой водообильностью и низкими фильтрационными свойствами: коэффициенты фильтрации составляют 0,15–0,5 м/сут, а водоотдача и уровнепроводность соответственно — 0,06 и 8 м$^2$/сут.

Почвенный покров мощностью 0,4–0,6 м представлен тяжелосуглинистыми среднегумусными выщелоченными черноземами, характеризовавшимися величиной pH 5,7–6,7, гидролитической кислотностью 0,35–2,1 мг-экв/100 г. Плотность их до орошения составляла 2,59–2,74, объемная масса — 1,0–1,08 г/см$^3$, скважность — 60–61,5%. Минерализация почвенных растворов на глубине до 5 м изменялась в пределах 0,071–0,096%, в солевом составе преобладали гидрокарбонаты кальция.

Емкость поглощенного комплекса (ПК) почв и подстилающих их глинистых грунтов, являющаяся мерилом их реакционной способности, равнялась в среднем 50 мг-экв/100 г. Довольно высокая емкость поглощения обусловлена как структурными и минералогическими особенностями глинистой фракции, представленной преимущественно

алюмосиликатами группы смектита и иллита, так и физико-химическими условиями верхней части зоны гипергенеза, где происходит постоянная генерация обменных катионов за счет разрушения минералов и образования новых коллоидов. Среди адсорбированных катионов преобладал кальций (до 98%). Высокая величина отношения rCa / rNa (42–53) свидетельствует о континентальном происхождении поглощенных оснований.

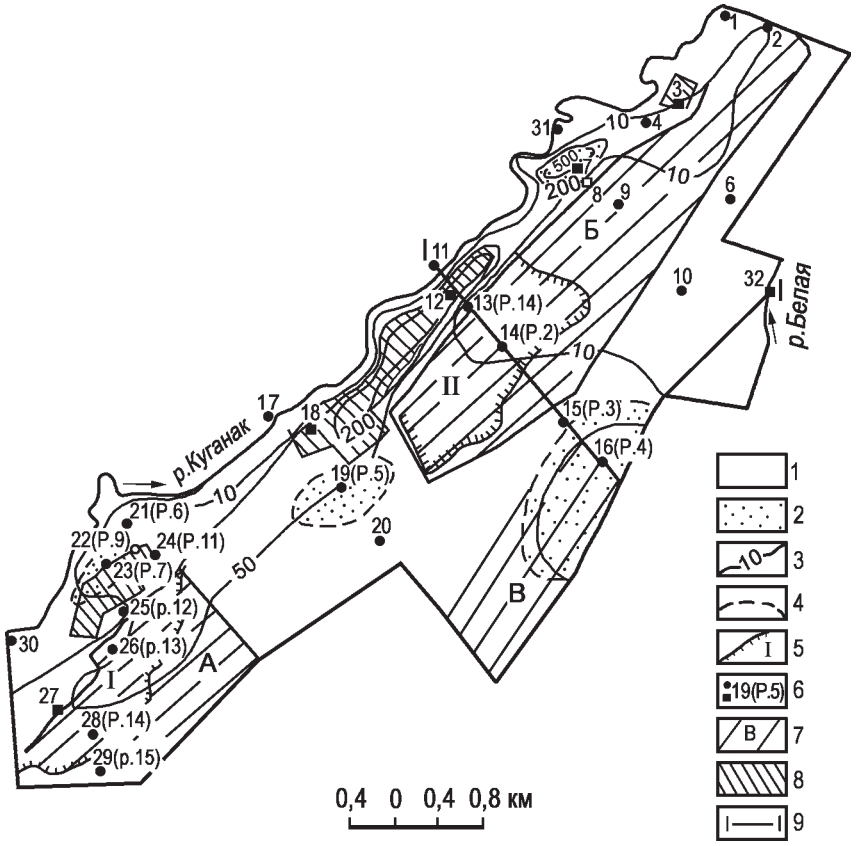



**Рис. 79. Гидрогеохимическая карта участка, орошаемого сточными водами Рощинского свинокомплекса [Абдрахманов, Попов, 1990]**

1–2 — химический состав и минерализация грунтовых вод (г/л): 1 — гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и натриево-кальциевые (до 1), 2 — гидрокарбонатно-сульфатные, хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и натриево-кальциевые (1–3); 3 — изолинии содержания нитратиона (мг/л); 4 — изолиния минерализации 1 г/л; 5 — границы участков с горизонтальным дренажом (внутри номер участка); 6 — колодцы и скважины (в скобках номера режимных скважин); 7 — орошаемые участки; 8 — населенные пункты; 9 — гидрогеологический разрез по линии I–I

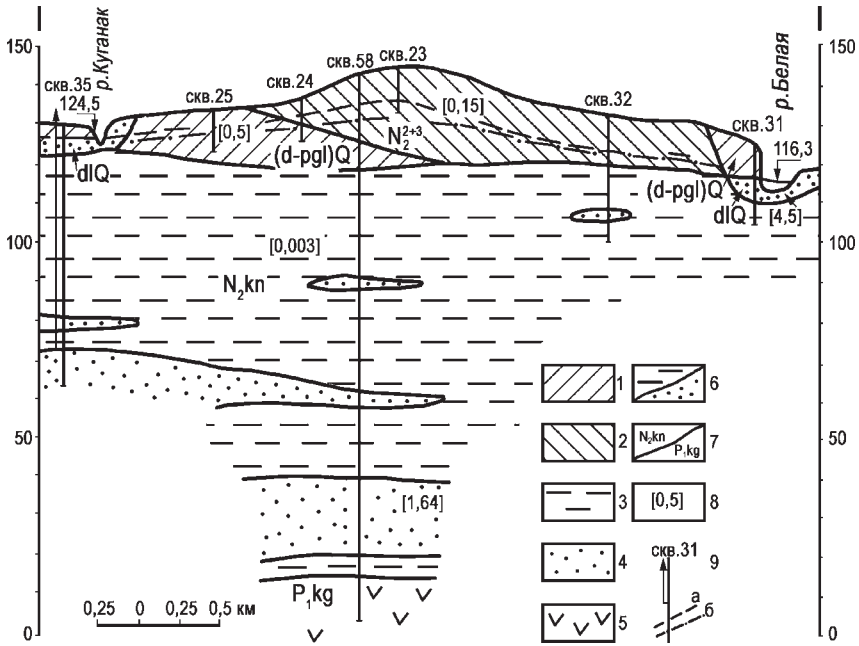



**Рис. 80. Гидрогеологический разрез орошаемого массива по линии I–I [Абдрахманов, Попов, 1990]**

1 — глина; 2 — суглинок; 3 — глина плотная; 4 — песок, галечник; 5 — гипс; 6 — литологическая граница; 7 — стратиграфическая граница; 8 — коэффициенты фильтрации пород, м/сут; 9 — скважина и ее номер: а — уровень грунтовых вод по состоянию на 19 ноября 1975 г., б — через 15 лет

Утилизированные сточные воды имеют минерализацию ~5,6 г/л при сложном химическом составе (табл. 45, проба 1), определяемом в свою очередь составом жидкого навоза, воды, используемой для гидросмыва и дезинфицирующих средств. Для дезинфекции помещения применяются: 3% раствор гидроокиси натрия (110 тонн в год), крезол (20 т/год), хлорамин (5–10 т/год), гипохлорит кальция и формалин (1 т/год). Гидроокись натрия при взаимодействии с диоксидом углерода воздуха образует соду:

$$2NaOH + CO_2 \rightarrow Na_2CO_3 + H_2O.$$

По соотношению между ионами жидкие стоки относятся к содовому типу: $rHCO_3/(rCa-rMg) \leq 10$. Содержание соды достигает 1,5 г/л. Характерно также повышенное содержание хлора (0,8 г/л), калия (0,35 г/л) и высокое — аммония (0,8–3 г/л). Отмечается также присутствие в стоках значительного количества кремниевой кислоты (до 40 мг/л). Солевой состав может быть представлен (% экв): $Ca(HCO_3)_2$ — 5,5,

**Таблица 45**

## Химический состав утилизируемых сточных и грунтовых вод

| Номер пробы | Место взятия пробы, глубина, м | Сумма ионов, г/л | Ингредиенты, мг/л; мг-экв, %-экв | | | | | | | | | | | pH |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $HCO_3^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Cl^-$ | $NO_2^-$ | $NO_3^-$ | $PO_4^-$ | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+$ | $K^+$ | $NH_4^+$ | |
| 1 | Пруд-отстойник | 5,6 | 2928<br>48,0<br>65,2 | 24,7<br>0,51<br>0,7 | 808<br>22,79<br>30,9 | Н.о. | 8,0<br>0,13<br>0,2 | 70,8<br>2,24<br>3,0 | 88,2<br>4,4<br>5,5 | 12,2<br>1,0<br>1,2 | 469,1<br>21,57<br>26,8 | 345,2<br>8,83<br>11,0 | 800<br>44,34<br>55,5 | 7,1 |
| 2 | Р. Белая | 0,6 | 131<br>2,14<br>22,3 | 53,3<br>1,11<br>11,6 | 214<br>6,03<br>62,8 | Н.о. | 19,6<br>0,32<br>3,3 | – | 105<br>5,24<br>56,4 | 13,3<br>1,09<br>11,7 | 68,1<br>2,96<br>31,9 | – | – | 8,0 |
| 3 | Оросительная вода | 1,7 | 580<br>9,51<br>37,4 | 12,4<br>0,26<br>1,0 | 553,3<br>15,6<br>61,4 | 0,4<br>0,01<br>0,04 | 2,8<br>0,05<br>0,2 | – | 98,2<br>4,9<br>19,3 | 28,0<br>2,3<br>9,1 | 111<br>4,83<br>19,0 | 44,3<br>1,13<br>4,5 | 220<br>12,19<br>48,1 | 7,6 |
| 4 | Дренажная вода, 1,1 | 0,7 | 336<br>6,0<br>69,2 | 47,7<br>0,99<br>11,4 | 31,6<br>0,89<br>10,3 | Н.о. | 48,0<br>0,79<br>9,1 | – | 100,2<br>5,0<br>53,0 | 35,3<br>2,9<br>30,8 | 17,7<br>0,77<br>8,2 | 0,8<br>0,02<br>0,2 | 17,0<br>0,74<br>7,8 | 7,2 |
| 5 | Скв. в 0,5 км севернее д. Рощинский, 1,7 | 0,8 | 564<br>9,3<br>92,9 | 24,7<br>0,51<br>5,1 | 7,1<br>0,2<br>2,0 | Н.о. | Н.о. | – | 96,2<br>4,8<br>39,9 | 43,9<br>3,6<br>29,9 | 22,2<br>0,97<br>8,1 | 6,9<br>0,18<br>1,5 | 45<br>2,49<br>20,6 | 8,4 |
| 6 | Скв. в 2 км юго-восточнее д. Черкассы, 4,2 | 1,1 | 537<br>8,8<br>57 | 69,3<br>1,44<br>9,3 | 156<br>4,4<br>28,5 | Н.о. | 49,1<br>0,79<br>5,2 | – | 144<br>7,19<br>46,6 | 63,2<br>5,2<br>33,8 | 18,9<br>0,82<br>5,3 | 0,7<br>0,02<br>од | 40<br>2,22<br>14,3 | 7,4 |
| 7 | Скв., д. Рощинский, 0,6 | 1,4 | 594,8<br>9,75<br>48,6 | 171,6<br>3,57<br>17,8 | 189,6<br>5,35<br>26,7 | Н.о. | 86,6<br>1,4<br>6,9 | – | 264,5<br>13,2<br>65,5 | 35,3<br>2,9<br>14,4 | 92,5<br>4,02<br>20 | 1,2<br>0,03<br>ОД | Н.о. | 7,3 |
| 8 | Колодец, д. Куганак, 2,5 | 2,7 | 873<br>14,3<br>39,2 | 356<br>7,4<br>20,3 | 141,8<br>4,0<br>10,9 | 12<br>0,26<br>0,7 | 654,0<br>10,55<br>28,9 | – | 513<br>25,6<br>70,1 | 77,8<br>6,4<br>17,5 | 80,4<br>3,8<br>9,6 | 39,68<br>1,02<br>2,8 | 0,3<br>0,02<br>0,05 | 7,1 |

Примечание: «Н.о.» — не обнаружено, «прочерк» — не определялось

$Mg(HCO_3)_2$ — 1,3, $NaHCO_3$ — 26,9, $KHCO_3$ — 11,1, $NH_4Cl$ — 23 и др. Стоки разбавляются в 4–5 раз водой р. Белая (проба 2) и на массив орошения поступают с минерализацией 1,5–1,8 г/л (проба 3).

Вода реки Белой в ирригационный период характеризуется минерализацией 0,58–1,65 г/л. Концентрация солей определяется расходом воды в реке. При минимальных расходах в летнюю межень (32–38 м$^3$/с) отмечается максимальная минерализация воды (1,38–1,65 г/л); с увеличением расхода (127–271 м$^3$/с) минерализация понижается (рис. 81) и улучшаются ирригационные свойства. Состав воды гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридный кальциево-натриевый, натриево-кальциевый и магниево-натриево-кальциевый. Тип воды преимущественно IIIа и IIIб (табл. 45, проба 3), pH равняется 7,1–8,24.

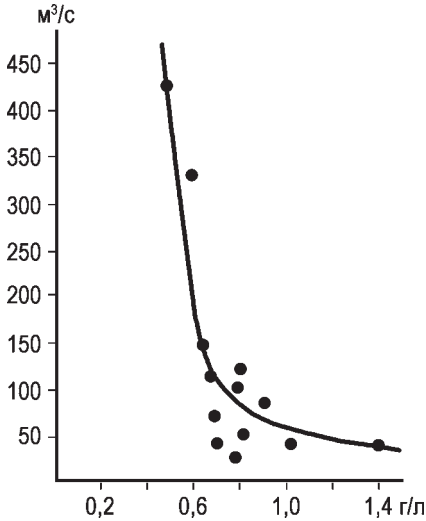



**Рис. 81.**
**Зависимость минерализации (г/л) воды от расхода (м$^3$/с) р. Белой**

Объем разбавленных сточных вод достигает 2,6 млн. м$^3$ в год. Это количество воды утилизируется (см. рис. 79) на трех участках (а, б, в) с общей площадью 450–500 га (проектная — 1000 га), расположенных недалеко друг от друга. Таким образом, за поливной период (май – август) на 1 га в среднем поступает до 6000 м$^3$ воды.

Интенсивное применение разбавленных сточных вод вызвало значительные гидрохимические изменения орошаемых земель. С оросительной водой в почву поступает аммоний (до 200–220 мг/л), хлор (550 мг/л), натрий и калий (110 и 45 мг/л), фосфор (71 мг/л) и другие компоненты. В почвогрунтах из соединений азота преобладает его аммонийная форма (рис. 82).

В последующем потеря почвой ионов аммония, натрия и калия происходит в результате или переноса в грунтовые воды при близком (до 2–3 м) их залегании, или поглощения обменным комплексом грунтов. Механизм вытеснения одновалентными ионами двухвалентых катионов из ПК обусловлен высокими концентрациями первых в растворе.

В целом обменная способность грунтов определяется их дисперсностью и минералогическим составом. При поступлении большого

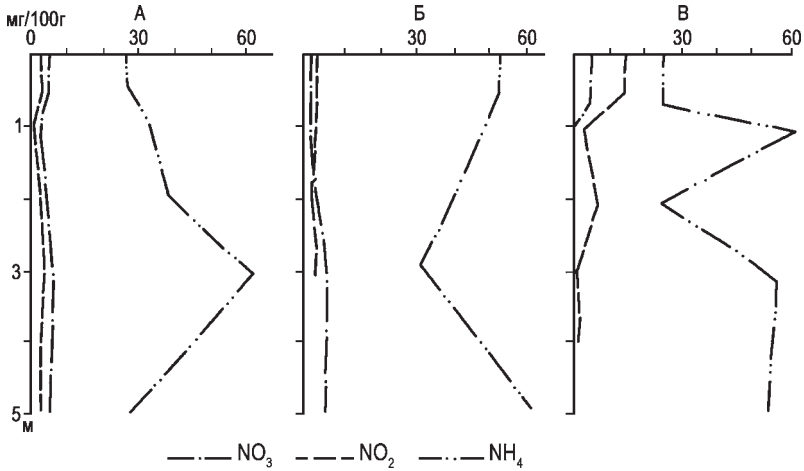



**Рис. 82. Содержание соединений азота в водных вытяжках почвогрунтов орошаемых земель (а, б, в — участки)**

количества натрия, калия и аммония с оросительной водой в почвогрунтах происходит замена поглощенного кальция на натрий, калий и аммоний. При этом протекает следующая реакция:

$$Ca^{2+}(ПК) + 2NaCl = 2Na^{+}(ПК) + CaCl_2.$$

Натрий, переходя в ПК, диспергирует грунт и резко снижает его водопроницаемость (до 1–2 порядков).

Обменно-адсорбционные процессы в общем случае идут в направлении насыщения ПК катионами с высокой энергией поглощения ($Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$) и накопления в растворе ионов с меньшей адсорбционной активностью ($Na^{+}$, $K^{+}$). Вместе с тем ионообменные явления в соответствии с принципом электронейтральности системы «твердая фаза–раствор» подчиняются закону действующих масс, вследствие чего носят обратимый характер. Поэтому, если в равновесном с ПК растворе увеличивается концентрация натрия или аммония, то он способен вытеснить из ПК часть адсорбированного кальция.

Как показало изучение адсорбированного равновесия [Попов, Абдрахманов, Тугуши, 1992], метаморфизация катионного состава раствора при взаимодействии с глиной направлена в сторону приближения его катионных отношений к таковым тех вод, с которыми эта глина ранее находилась в равновесии. Существует ряд зависимостей, отражающих соотношение между концентрациями катионов в ПК и растворе. При взаимодействии одно- и двухвалентных катионов часто используется следующее уравнение:

$$\sqrt{X_{a^{2+}}} / X_{b^{+}} = k\sqrt{C_{a^{2+}}} \Big/ C_{b^{+}},$$

где $\sqrt{X_{a^{2+}}}$ и $X_{b^{+}}$ — концентрации катионов в ПК, мг-экв/100 г; $\sqrt{C_{a^{2+}}}$ и $C_{b^{+}}$ — их концентрации в равновесном растворе; k — постоянная ионообменной адсорбции.

Параметр k не является истинной константой, поскольку его величина изменяется в зависимости от природы участвующих в реакции веществ. С учетом ионной силы почвенных растворов и активности ионов построены изотермы ионообменной адсорбции Na↔Ca; Na↔Mg и определены коэффициенты изотерм K для почвогрунтов орошаемого массива (рис. 83).

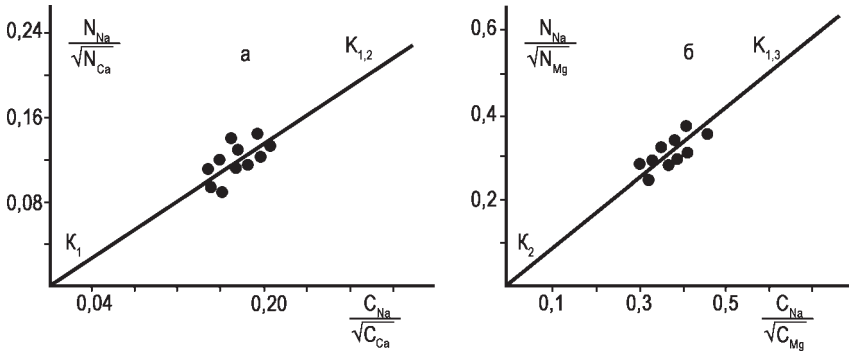



**Рис. 83. Изотермы ионообменной сорбции в начальной стадии распределения ионов на орошаемом массиве [Абдрахманов, Попов, 1990]: а — $K_{1,2} = 0,75$; $K_1 = 0$; б — $K_{1,3} = 0,8$; $K_2 = 0$**

В сточных водах наряду с ионами аммония присутствует аммиак, который образуется при разложении мочевины и сорбируется твердыми фракциями почв за счет межмолекулярных сил. В течение года (послеполивное осенне-зимнее время) в результате биохимических процессов (аммонификация, нитрификация, денитрификация) в почвогрунтах и в грунтовых водах резко снижается содержание азота. Часть азота теряется в газообразной форме ($N_2$, $NO_2$), ежедневная потеря N в атмосферу достигает 2–5 мг на м$^2$ [Орлов, 1985]. Она увеличивается во влажные и дождливые периоды при теплой погоде.

Анализ химического состава почвогрунтов, по данным водных вытяжек, свидетельствует о существенных его изменениях (рис. 84). Полив стоками, как видно, повышает минерализацию почвенных растворов от 0,07–0,096 на неорошаемых землях до 0,34–0,45 экв.% (от 2,5–3,2 до 5,0–12,5 мг-экв/100 г) на орошаемых, то есть наблюдаются слабозасоленные почвы (> 0,25%). Количество $HCO_3^-$ часто превышает 1,4 мг-экв/100 г

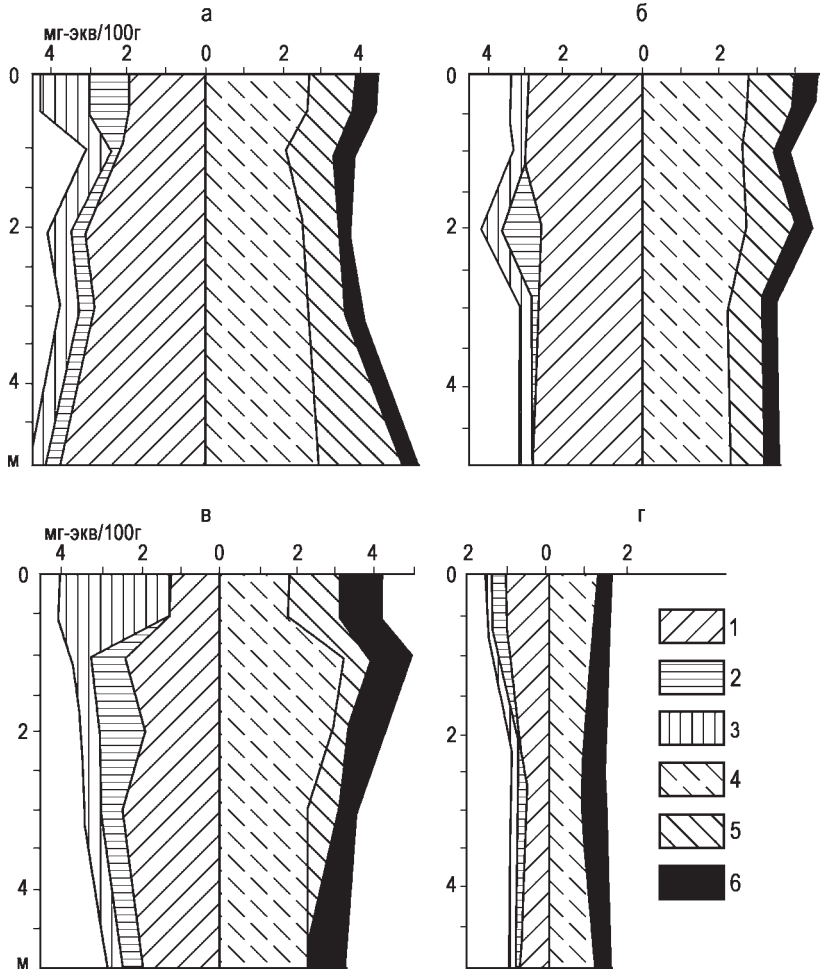



**Рис. 84. Солевые профили почвогрунтов орошаемых (а, б, в) и неорошаемых (г) земель [Абдрахманов, Попов, 1990]**

1–6 — ионы: 1 — кальциевый, 2 — магниевый, 3 — натриевый и калиевый, 4 —гидрокарбонатный, 5 — сульфатный, 6 — хлоридный

(1,5–3,3 мг-экв/100 г), что свидетельствует о солонцеватости. Происходит накопление в почвах также ионов $Na^{+}$, $Mg^{2+}$, $Ca^{2+}$, появляется $SO_4^{2-}$, в отдельных разрезах повышается содержание $Cl^{-}$. Емкость ПК уменьшается от 48,8 мг-экв/100 г на неорошаемых участках до 13,3 мг-экв/100 г на орошаемых. Такое снижение обменной способности почвогрунтов в значительной степени связано с изменением их водно-физических

показателей (плотности, пористости, проницаемости и др.), а также, вероятно, со снижением содержания в них гумуса.

Заметную перестройку претерпевают отношения двух- и одновалентных катионов $rCa^{2+}/(rNa^{+}+rK^{+})$ в почвенном растворе, величина которых снижается от 52,0–45,4 до 14–9 мг-экв/100 г, а в породах отдельных разрезов до 3,27 мг-экв/100 г. Известно, что $Na^{+}$ сорбируется почвой, если в ее ПК $rNa^{+}/rCa^{2+}\geq 4$, а при меньших соотношениях этот процесс затруднен. Это четко отражается на химическом составе грунтовых вод появлением вод I (содового) типа (см. табл. 45, проба 5).

Химический состав грунтовых вод на орошаемых стоками площадях формируется под влиянием как природных, так и техногенных факторов. До орошения они имели минерализацию преимущественно 0,4–0,6 г/л гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава, тип воды II.

Под влиянием орошения сточными водами химический состав и минерализация грунтовых вод претерпели существенные изменения по сравнению с водами первоначального состава. В грунтовых водах повысилось содержание сульфата (от 20–40 до 150–350 мг/л), хлора (от 10–20 до 100–200 мг/л), натрия (от 10–50 до 70–100 мг/л) и других ионов (рис. 85). Минерализация возросла до 1,4–2,7 г/л (см. табл. 45, пробы 4–8). Воды типа II (сульфатно-натриевого) метаморфизовались в типы IIIа (хлормагниевого) и I (гидрокарбонатно-натриевого). Повышение в грунтовых водах ионов $HCO_3^-$ способствовало формированию щелочной реакции среды (pH = 7,5–8,4).

Важно подчеркнуть, что в подземных водах, особенно в летний период, накапливаются $NO_3^-$ и $NH_4^+$ (рис. 86). Обращает на себя внимание также то, что в водных вытяжках содержание хлора практически не меняется на неорошаемых и орошаемых участках (см. рис. 84), тогда как в грунтовых водах оно на орошаемых участках резко возрастает (см. табл. 45, пробы 6–8). Это свидетельствует о высокой миграционной способности хлор-иона.

В результате орошения стоками ухудшается бактериально-санитарное состояние подземных вод: колииндекс достигает 15–23, иногда 2380, а общая бактериальная обеспеченность — до 103.

Опыт показал, что использование очищенных сточных вод для орошения на специализированных оросительных системах [Абдрахманов, 1993; Бойков, 1987; Хвесик, 1989 и др.] является важным водоохранным мероприятием, так как они в процессе миграции через почвенный слой и глинистые грунты подвергаются очистке за счет сорбции, биохимического и физико-механического поглощения. Но при высоких нормах орошения, превышающих самоочищающую способность почвогрунтов, возникает опасность загрязнения грунтовых вод различными ингредиентами, содержащимися в стоках (азот, хлор, фосфор,

калий, натрий и др.). Особенно опасны (и наименее изучены) тяжелые металлы (медь, цинк, никель, марганец и др.).

Поступление загрязняющих веществ в подземные воды зависит от поливной нормы стоков и концентрации содержащихся в них элементов. Расход их выражается потерями на испарение, поглощением растениями и почвогрунтами, а также выносом поверхностными и дренажными водами. Наибольшей перерабатывающей способностью

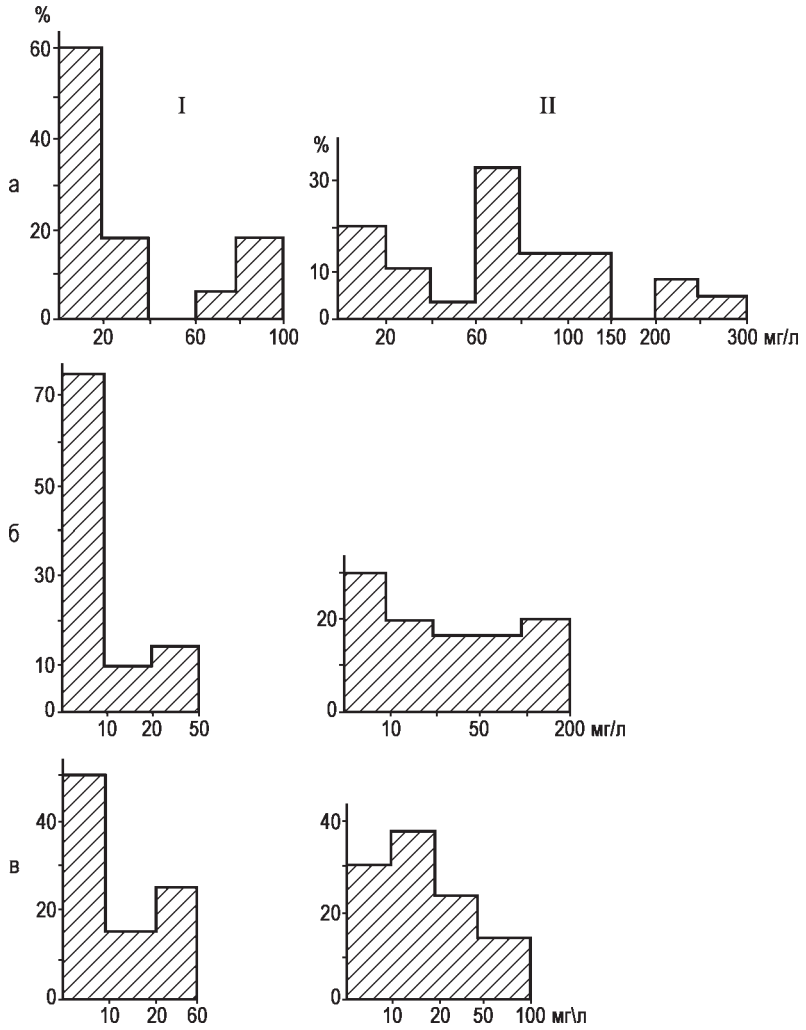



**Рис. 85. Гистограммы распределения ионов сульфата (а), хлора (б) и натрия (в) в грунтовых водах до (I) и после (II) орошения [Абдрахманов, Попов, 1990]**

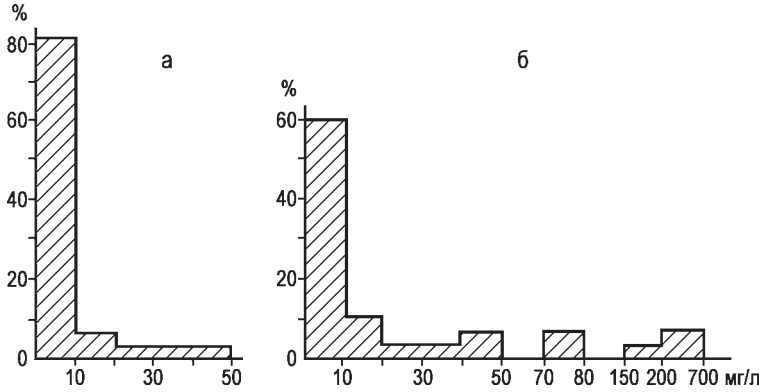



**Рис. 86. Гистограммы распределения содержания $NH_4^+$ (а) $NO_3^-$ (б) в грунтовых водах на орошаемом массиве [Абдрахманов, Попов, 1990]**

органических веществ и очищающей способностью от бактерий и яиц гельментов обладают почвогрунты. Эффективность очистки в них достигает 99% [Буцыкин и др., 1987]. Однако когда вносятся большие дозы стоков, на орошаемых полях возможен дефицит кислорода и, как следствие, появление анаэробной биологической системы.

Поступление соединений азота на отдельных участках орошения превышает усвояемость их растениями и перерабатывающую способность почвогрунтов. В них, происходят процессы окисления аммония до нитратов, накопление последних и поступление их в грунтовые воды. Процесс окисления аммония в почвогрунтах идет многостадийно и в общем виде выражается схемой [Крайнов и др., 2004]:

$$NH_3 \rightarrow NH_2OH \rightarrow [NOH \rightarrow ONOOH] \rightarrow NO_2 \rightarrow NO_3.$$

В первую фазу нейтрализации происходит окисление аммония до нитрита ($NH_4^+ + 3/2O_2 = NO_2 + 2H^+ + H_2O$), а во вторую — окисление нитрита до нитрата ($2NO_2^- + O_2 = 2NO_3^-$). Реакции осуществляются нитрифицирующими микроорганизмами.

Накопление нитратов вызывает прогрессирующее увеличение минерализации подземных вод. Отсутствие потребителей нитратов в подземных водах приводит к тому, что они становятся преобладающими в анионном составе на значительную глубину. На участках орошения содержание азотистых соединений в грунтовых водах составляет: нитрата — 2,2–189,6, аммония — 1,5–49,5 мг/л, а в населенных пунктах (колодцах), расположенных ниже по потоку, концентрация азотистых соединений достигает 274–654 мг/л, что является признаком интенсивного загрязнения подземных вод (населенные пункты Чувашский

Куганак, Черкассы, Михайловка и др.). Это превышает фон в Волго-Камском артезианском бассейне в 10–65 раз, а ПДК — в 6–14 раз.

Известны случаи проникновения нитратов из почвы в подстилающие ее суглинки на глубину до 10 м и накопление их в грунтовых водах до нескольких граммов в литре [Посохов, 1985]. При этом химический состав подземных вод не лимитирует распределение нитратов в них [Крайнов и др., 2004].

Вышеизложенное свидетельствует о существенных изменениях в подземной гидросфере в районах утилизации сточных вод крупных животноводческих комплексов. С целью выяснения направленности дальнейших изменений состояния геологической среды на массиве орошения был выполнен гидрогеохимический прогноз с применением математических методов. В основе этих методов лежит анализ математических моделей распределения ингредиентов, учитывающих основные конвективно-диффузионные процессы при миграции многокомпонентных растворов, и реализация их на ЭВМ. Исходя из поставленной задачи, а также обеспеченности исходными данными и их достоверности, использована модель совместного переноса главных ионов с учетом равновесной динамики ионообменной адсорбции, разработанная И.П. Айдаровым, [1985].

При этом в связи с чрезвычайной сложностью задачи, обусловленной многообразием факторов, физико-химических и биохимических процессов формирования состава природных вод, в модель введен ряд допущений. Они касаются преимущественно схематизации обменно-адсорбционных процессов в системе «вода – порода»: считается, что в ионообменных реакциях участвуют только три гидратированных и поглощенных катиона (натрий, кальций, магний), динамика адсорбции считается равновесной и допускается, что ионообменные процессы протекают в условиях полного водонасыщения порового пространства.

Расчеты, выполненные на 10-летний период (1987–1997 гг.), показали, что параллельно с повышением уровня подземных вод (на 0,2–1 м/год) будет наблюдаться накопление солей в них, а также в почвогрунтах зоны аэрации. При этом содержание натрия и магния в расчетный период прогрессирующе возрастет, а кальция — уменьшится (рис. 87). Известно, что кальций, являясь хорошим коагулятором, способствует свертыванию почвенных коллоидов и образованию водопрочной структуры. Противоположное действие оказывают ионы натрия (в меньшей степени калия), увеличение содержания которых в ПК приводит к разрушению структуры и ухудшению водно-физических свойств почв. Ион магния занимает промежуточное положение. При его содержании в ПК до 15–20% его влияние безвредно, а при 30% и более оно отрицательное.

Таким образом, результаты выполненных исследований показали, что при существующем режиме орошения и неизменном качестве

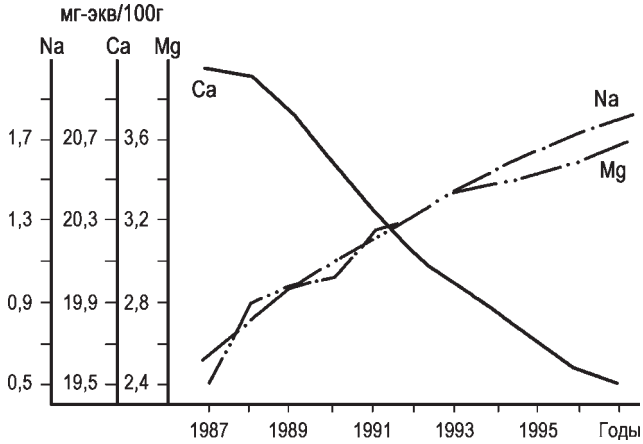



**Рис. 87. Прогноз содержания кальция, магния и натрия в почвогрунтах орошаемого массива [Абдрахманов, Попов, 1990]**

оросительной воды критическая водно-солевая обстановка ожидается через 10–11 лет от начала эксплуатации оросительной системы.

Все это вызывает необходимость, с одной стороны, коренного изменения режима и технологии орошения (орошение стоками необходимо проводить только в период вегетации растений), а с другой — улучшения качества оросительной воды (с использованием для разбавления дренажных вод) и проведения комплекса мероприятий по мелиоративному предупреждению осолонцевания почв путем внесения гипса и других кальцийсодержащих веществ. Орошение стоками должно быть не промывным, без образования поверхностного стока, на тщательно подготовленных и обработанных почвах, нитраты должны перемещаться только в пределах почвенного слоя (до глубины 60–70 см).

Категорически запрещается сброс стоков в водоемы при любой степени очистки и выливание на небольшие участки полей для опорожнения прудов-накопителей.

## 7.2. Гидрогеохимическое состояние мелиорируемых земель

Оросительная мелиорация (при правильном применении) является важнейшим средством повышения урожайности сельскохозяйственных культур. На орошаемых землях выращивается до 80% овощей, свыше 20% кормов, сахарной свеклы и пр. Этот вид мелиорации представляет собой сложный комплекс хозяйственных, инженерных и прочих мероприятий воздействия на геологическую среду. Поэтому для

предотвращения негативных воздействий на нее необходимо провести оценку гидрогеолого-мелиоративного состояния земель — гидрогеолого-мелиоративное районирование. Оно показывает направленность гидрогеологических процессов и разграничивает площади, требующие применения различных мелиоративных мероприятий. Основу районирования составляет исследование природных процессов, предопределяющих формирование современного рельефа и строение горизонта грунтовых и взаимосвязанного с ними комплекса напорных вод [Шестаков и др., 1982]. При этом одним из наиболее важных вопросов является оценка естественной дренированности территории, интенсивности питания (инфильтрационного, бокового, напорного) и разгрузки (испарения, перетока из одного водоносного горизонта в другой, водоотбора и пр.).

Д.М. Кац [1976] рекомендует при районировании осуществлять типизацию гидрогеологических условий по степени естественной дренированности. При этом учитывается количественное соотношение подземного стока и испарения, уклон поверхности грунтовых вод, глубина их залегания. Оценивается строение пласта, его фильтрационные свойства, наличие и интенсивность напорного питания грунтовых вод, геохимические условия, засоленность пород зоны аэрации и пр.

В зависимости от детальности районирования рекомендуется выделять: а) наличие в разрезе над региональным водоупором хорошо проницаемых водоносных пластов (Кф более 20 м$^2$/сут); б) наличие в разрезе над региональным водоупором только относительно слабопроницаемых пород (Кф от 2–5 до 20 м$^2$/сут); в) наличие в разрезе мощной толщи весьма слабопроницаемых пород (Кф менее 0,01–0,001 м/сут).

При схематизации все разнообразие литологического состава водовмещающих отложений сводится к следующим схемам: 1) однопластовая — один водоносный пласт однослойного или, при наличии покровных отложений, двухслойного строения; 2) двухпластовая — два водоносных пласта разделены слабопроницаемым слоем (верхний пласт может иметь одно- или двухслойное строение); 3) многопластовая — чередование в разрезе водоносных пластов и слабопроницаемых слоев (для расчетов целесообразно приведение многопластовой схемы с учетом определенных критериев к двухпластовой); 4) беспластовая — неупорядоченное чередование хорошо и слабопроницаемых отложений; 5) водоупорная, сложенная слабопроницаемыми отложениями (рис. 88).

По степени естественной дренированности выделяются гидродинамические зоны, характеризующиеся различным подземным оттоком грунтовых вод: 1) интенсивно дренированная с величиной подземного оттока свыше 500 мм/год (более 5–6 тыс. м$^3$/га в год), глубина залегания подземных вод более 5–10 м; 2) дренированная — сток 300–500 мм/год (3–5 тыс. м$^3$/га в год), подземные воды на глубине более 3–5 м;

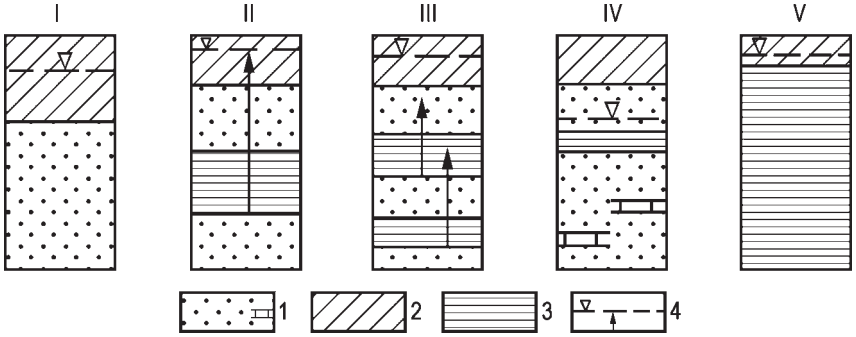



Рис. 88. **Схемы строения водоносных пластов [Кац, 1976]**

I — однопластовая, II — двухпластовая, III — многопластовая, IV — беспластовая, V — водоупорная. 1 — водопроницаемые породы (пески, галечники, трещиноватые песчаники, закарстованные известняки); 2 — покровные слабопроницаемые породы (суглинки, супеси); 3 — слабопроницаемые (относительно водоупорные) породы (плотные глины, глины аргиллитоподобные, алевролиты); 4 — уровни и напоры подземных вод

3) слабодренированная — отток 150–300 мм/год (1,5–3 тыс. м$^3$/га в год), глубина залегания подземных вод от 0 до 3–5 м; 4) весьма слабодренированная — отток 50–150 мм/год (0,5–1,5 тыс. м$^3$/га в год), подземные вода на глубине до 2–3 м; 5) практически бессточная — отток менее 50 мм/год (менее 0,5 тыс. м$^3$/га в год), глубина подземных год до 1 м.

Принципы районирования и гидрогеолого-мелиоративные условия Башкортостана описаны нами ранее [Абдрахманов, 1993], поэтому мы далее кратко остановимся только на гидрогеохимическом состоянии отдельных орошаемых земель.

***Гидрогеохимическое состояние орошаемых земель.*** Значительная часть Башкортостана (особенно южная) характеризуется засушливостью. Водные ресурсы (как поверхностные, так и пресные подземные) ограничены, к тому же распределены они по площади и во времени (по сезонам года) крайне неравномерно. Наиболее острый дефицит их ощущается в районах Камско-Бельской, Сакмарской низменностей, Бугульминско-Белебеевской возвышенности, Общего Сырта и др.

В ближайшей перспективе наиболее реальным способом водоснабжения сельскохозяйственных объектов является регулирование паводкового речного стока в искусственных водоемах на малых реках (для открытого использования или подземного магазинирования). В тех же районах, где строительство водоемов на естественном основании без дорогостоящих противофильтрационных сооружений невозможно (вследствие карста), орошение небольших массивов может базироваться на подземных водах (пресных и слабосолоноватых). Нередко решение этой проблемы может иметь комплексный характер, предусматривающий

совместное использование ресурсов как поверхностных, так и подземных вод [Абдрахманов, Попов, 1985].

В Башкортостане из всего мелиоративного фонда земель (на 01.01.2004 г. площадь орошаемых земель 64,7 тыс. га) большая часть находится в хорошем состоянии, около 11,9 тыс. га — в удовлетворительном. На площади 0,8 тыс. га грунтовые воды находятся выше критического уровня (1,2–1,5 м), а на 3,2 тыс. га произошло засоление почв различной степени, вплоть до сильного. Наблюдается преимущественно содовое (в Зауралье) и сульфатное засоление; хлоридно-сульфатное и хлоридное представлены пока отдельными «пятнами». Последние вызваны использованием для орошения вод повышенной минерализации хлоридного состава в районах нефтедобычи, в связи с чем при оценке мелиоративного состояния орошаемых земель, наряду с глубиной залегания грунтовых вод, важное значение имеют ирригационные свойства оросительных вод (прудов, рек, озер и подземных).

Оценка ирригационных свойств различных геохимических типов природных вод, развитых в Предуралье, выполнена с использованием ряда существующих методов. Существующие способы ирригационной характеристики вод основываются на критических нормах допустимого содержания в воде растворенных солей, вызывающих засоление почвы и оказывающих отрицательное влияние на растения. Пригодность воды для орошения зависит от многих факторов: минерализации и химического состава ее, водопроницаемости почв и подстилающих пород, глубины залегания и минерализации подземных вод, климата, солеустойчивости культур, существующей агротехники и пр.

По А.Н. Костякову [1951], содержание солей в оросительной воде составляет до 1–1,5 г/л. А при хорошей агротехнике и орошении небольшими поливными и оросительными нормами на хорошо проницаемых почвах с глубоким залеганием водоупора и достаточным количеством осадков для естественной промывки можно использовать воду с минерализацией до 5–6 г/л.

Установлено, что наиболее вредными являются соли натрия, и предельно допустимое содержание их в поливной воде для хорошо водопроницаемых почв составляет (г/л): $Na_2CO_3$ — 1, NaCl — 2, $Na_2SO_4$ — 5, а для суммы солей эти пределы меньше. Степень вредности указанных солей характеризуется соответственно отношением весовых величин 1:3:10 [Посохов, 1975]. Если в солевом составе поливной воды много гипса, то такая вода считается безвредной, а если преобладает сода, тогда она является непригодной для орошения или необходимо внесение гипса для превращения соды в менее вредный сульфат натрия. По степени вредного воздействия на растения легкорастворимые соли располагаются в следующем порядке [Аринушкина, 1970]:

$$Na_2CO_3 > Na_2HCO_3 > NaCl > CaCl_2 > Na_2SO_4 > MgSO_4.$$

В настоящее время существует ряд расчетных методов по определению пригодности воды для орошения. Наиболее широко применяемые формулы для оценки ирригационных свойств воды приведены в таблице 46.

**Таблица 46**

Формулы расчета ирригационных коэффициентов

| Автор | Расчетная формула |
|---|---|
| Х. Стеблер | $K_a = \frac{288}{5rCl^-}$, при $rNa^+ < rCl^-$<br>$K_a = \frac{288}{rNa^+ + 4rCl^-}$, при $rCl^- + rSO_4^{2-} > rNa^+ > rCl^-$ |
| | $K_a = \frac{288}{10rNa^+ - 5rCl^- - 9rSO_4^{2-}}$, при $rNa^+ > rCl^- + rSO_4^{2-}$ |
| А.М. Можейко<br>Т.К. Воротник | $K = \frac{(rNa^+ + rK^+)\cdot 100\%}{rCa^{2+} + rMg^{2+} + rNa^+ + rK^+}$ |
| И.Н. Антипов-Каратаев<br>Г.М. Кадер | $K = \frac{rCa^2 + rMg^{2+}}{rNa^+ + 0{,}238\sum u}$ |
| М.Ф. Буданов | $K_1 = \frac{rNa^+}{rCa^{2+}}$; $K_2 = \frac{rNa^+}{rCa^{2+} + rMg^{2+}}$; $K_3 = \frac{r\sum u}{rCa^{2+} + rMg^{2+}}$ |
| Департамент сельского хозяйства США | $SAR = \frac{rNa^+}{\sqrt{\frac{rCa^{2+} + rMg^{2+}}{2}}}$ |

По ирригационному коэффициенту Х. Стеблера (*K*) качество оросительных вод подразделяется (рис. 89) на хорошее (*K* больше 18), удовлетворительное (*K* = 18–6), неудовлетворительное (*K* = 5,0–1,2), плохое (*K* меньше 1,2).

Департаментом сельского хозяйства США для определения возможности осолонцевания почвы принята величина коэффициента потенциального поглощения натрия. Выделяются четыре класса вод. Опасность осолонцевания низкая при величине коэффициента менее 10, средняя — 10–18, высокая — 18–26 и очень высокая при коэффициенте более 26.

Исследованиями почв Украины А.М. Можейко и Т.К. Воротник [1958] установили, что важным признаком в оценке качества оросительных вод, наряду с долей одновалентных катионов, является и величина pH.

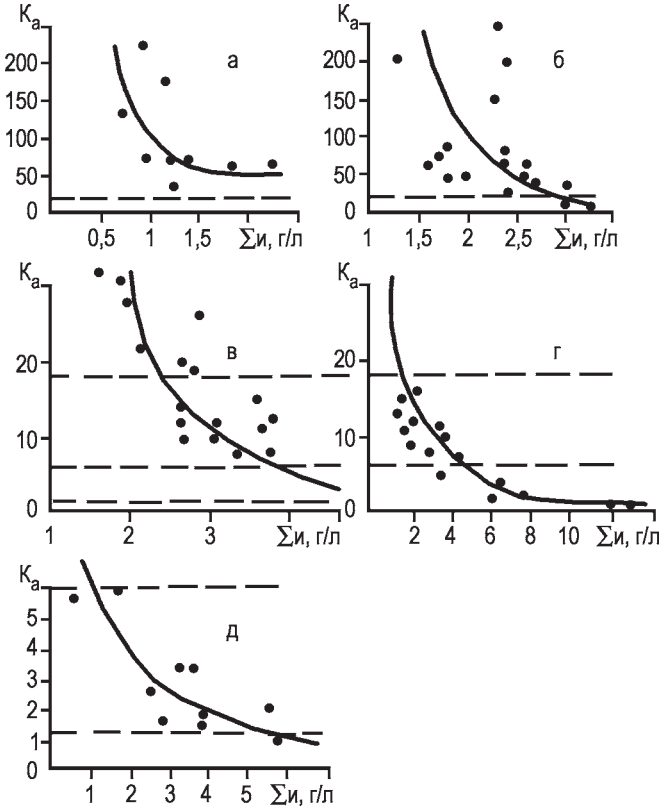



Рис. 89. **Связь между ирригационным коэффициентом Х. Стеблера и минерализацией воды**

Состав вод: а — гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый, б — сульфатный кальциевый, в — сульфатный кальциево-натриевый, г — сульфатный натриевый, д — сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый; штриховые линии показывают ирригационный коэффициент Х. Стеблера

По соотношению между одновалентными катионами и суммой катионов они выделили три группы вод: весьма неблагоприятные для орошения (более 75%), неблагоприятные (66–75%) и благоприятные (менее 66%), а по величине pH три типа: кислые (pH < 6,5), нейтральные (pH = 6,5–8,0) и щелочные (pH > 8). Заметное усиление осолонцевания происходит при величине pH оросительной воды 8–8,5. Таким образом, качество оросительной воды зависит от соотношения между одно- и двухвалентными катионами.

Установлено, что ион натрия энергично сорбируется почвой, если в ее поглощенном комплексе отношение натрия к кальцию и магнию

(в эквивалентной форме) равно или больше 4. При меньшем соотношении этот процесс затруднен, а при величине его, близкой к 1, становится невозможным.

По величине соотношения между одно- и двухвалентными катионами некоторые исследователи [Буданов, 1965; Антипов-Каратаев, Кадер, 1961] предложили в качестве критерия пригодности воды для орошения использовать показатель величины ионного обмена «*K*». При расчете его по формуле И.А. Антипова-Каратаева и Г.М. Кадера вода считается пригодной для орошения при «*K*» большем 1 и непригодной при «*K*» меньшем или равным 1.

Как считает М.Ф. Буданов, воды с минерализацией до 1 г/л могут применяться для орошения при соотношении натрия к кальцию (мг/экв) не больше 1, а натрия к сумме кальция и магния — не больше 0,7. Для вод с минерализацией 1–3 г/л при сохранении первых вводится дополнительное условие. Сумма главных ионов (ммоль), деленная на сумму кальция и магния, не должна превышать: 4 — для средне- и тяжелосуглинистых почв, 5 — для легкосуглинистых и 6 — для супесчаных и песчаных почв.

Гидрокарбонатные пресные (до 1 г/л) воды по ирригационным значениям подразделяются на два типа. Первый из них — гидрокарбонатный магниево-кальциевый — обладает всегда положительными свойствами. Воды второго типа — гидрокарбонатные натриевые (содовые), развитые только в подземной гидросфере, несмотря на их невысокую минерализацию по всем вышеприведенным оценочным критериям имеют резко отрицательные качества.

Гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные кальциевые, магниево-кальциевые воды с минерализацией 0,8–3,0 г/л (pH обычно не превышает 7,6–8 и характерна как для поверхностных, так и подземных вод), имеют хорошие ирригационные качества. В соответствии с вещественным составом пород (гипсы, загипсованные песчаники и известняки) среди солей этих вод преобладают карбонаты и сульфаты кальция (50–92%). Содержание сульфата натрия не превышает 15–18%, а хлорида натрия — 2–4% (редко до 13%).

Сульфатные натриево-магниево-кальциевые, магниево-натриево-кальциевые и натриево-кальциевые воды (1,5–3,6 г/л) характеризуются также благоприятными ирригационными показателями. Содержание кальциевых солей в них составляет 37–65%.

Анализ ирригационных характеристик сульфатно-гидрокарбонатных, гидрокарбонатно-сульфатных и сульфатных вод с преобладанием в катионном составе кальция показывает, что эти воды с минерализацией 1–3 г/л при благоприятных мелиоративных условиях вполне могут применяться для орошения. Кроме того, что с этими водами будет привноситься в почву большое количество сульфата кальция, они явятся

также существенным источником поступления и ряда микроэлементов, необходимых растениям (меди, цинка, йода, бора, молибдена, марганца, кобальта и др.). Как показали наши исследования, содержание их в солоноватых водах Предуралья значительно выше (до одного порядка), чем в пресных [Абдрахманов, Попов, 1985].

Оценка качества сульфатных кальциево-натриевых, кальциево-магниево-натриевых и натриевых вод, развитых преимущественно среди подземных, произведенная разными методами, показала неодинаковые результаты. При минерализации воды до 5 г/л (слабо и среднесолоноватые воды) ирригационные коэффициенты вод пестрые: от удовлетворительных до неудовлетворительных. Это объясняется, с одной стороны, сложным химическим составом воды, а с другой — тем, что расчетные формулы, являясь эмпирическими, получены для различных районов Земли с присущей каждому из них совокупностью почвенно-климатических и геолого-гидрогеологических условий. Совершенно очевидно, что решение вопроса о возможности использования этих вод для орошения должно основываться на результатах опытных работ в полевых условиях. Сильно солоноватые сульфатные натриевые воды (5–10 г/л) по всем методам имеют неудовлетворительные ирригационные показатели (см. табл. 46, рис. 89).

Содержание кальция (в форме карбоната и сульфата) в воде с минерализацией до 5 г/л составляет 16–55%, а свыше 5 г/л — не превышает 9–27%.

Хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, натриево-кальциевые и магниево-кальциево-натриевые воды имеют также пестрые ирригационные показатели (см. рис. 89).

Таким образом, сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные воды с минерализацией до 3 г/л с примерно равным содержанием щелочноземельных и щелочных элементов, иногда и с преобладанием последних среди катионов, при хороших гидрогеолого-мелиоративных условиях могут использоваться для орошения. Эти воды, как указывалось, в повышенных концентрациях содержат некоторые биологически активные микроэлементы, способствующие повышению урожайности сельскохозяйственных культур.

Опыт использования вод повышенной минерализации (2,0–2,5 г/л) для орошения в Южном Предуралье показывает, что слабосолоноватые воды при наличии дренажа можно успешно применять даже на тяжело суглинистых почвах [Абдрахманов, Попов, 1985].

Один из опытных массивов находится в условиях высокой естественной дренированности в долине р. Уршак (рис. 90). Гидрогеологический разрез его, по схеме Д.М. Каца [1976], учитывающей строение пласта, его фильтрационные свойства и степень дренированности, относится к двухслойному. Почвенно-суглинистый слой на небольшой глубине

(до 5–7 м) подстилается хорошо проницаемыми песчано-гравийными отложениями. Уровень грунтовых вод находится на глубине 3,0–4,8 м.

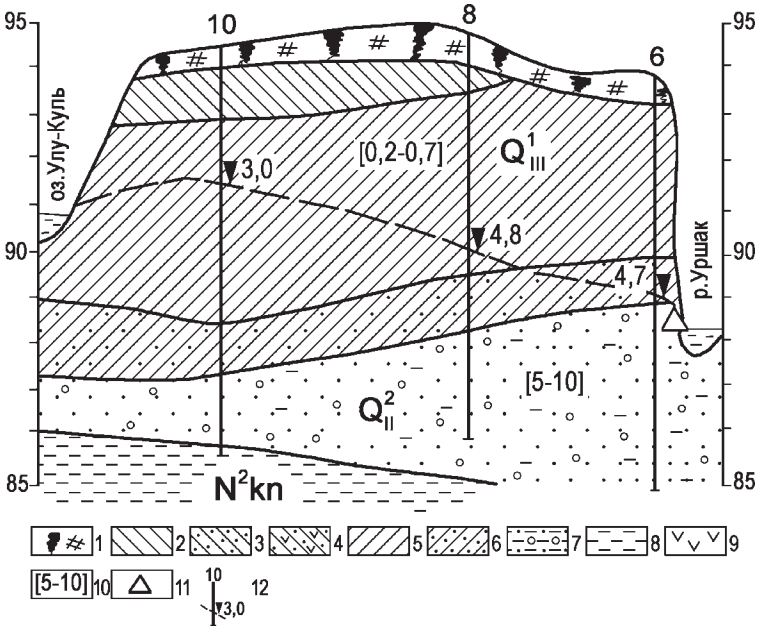



**Рис. 90. Гидрогеологический разрез долины р. Уршак [Абдрахманов, Попов, 1985]**

1 — почва; 2 — глины; 3 — глины с прослойками песка; 4 — глины загипсованные; 5 — суглинки; 6 — суглинки с прослоями песка; 7 — песчано-гравийные отложения; 8 — аргиллитоподобные глины; 9 — гипсы; 10 — коэффициент фильтрации, м/сут; 11 — источник; 12 — уровень подземных вод

Сравнительный анализ водных вытяжек из отложений орошаемого в течение 10–20 лет сульфатной кальциевой водой (2,0 г/л) участка и неорошаемого (расположенного, поблизости в аналогичных условиях) свидетельствует об отсутствии накопления солей в почвогрунтах. На неорошаемом участке максимум солей (0,224–0,269%), представленных преимущественно $CaSO_4$ и $MgSO_4$, наблюдается в интервале глубин 0,75–1 м (рис. 91, шурф I). С глубиной содержание солей уменьшается и на глубине 4,5 м составляет 0,063%.

На участке, орошаемом солоноватой водой, содержание солей в почвогрунтах изменяется от 0,052 до 0,33% (шурф 4, шурф 7), то есть даже ниже, чем на неорошаемом. Это указывает на вымывание солей из покровных отложений зоны аэрации оросительной водой и перенос их в грунтовые воды. Содержание водорастворенных солей в почвогрунтах на участке, орошаемом пресной водой, не превышает 0,11% (шурф 11).

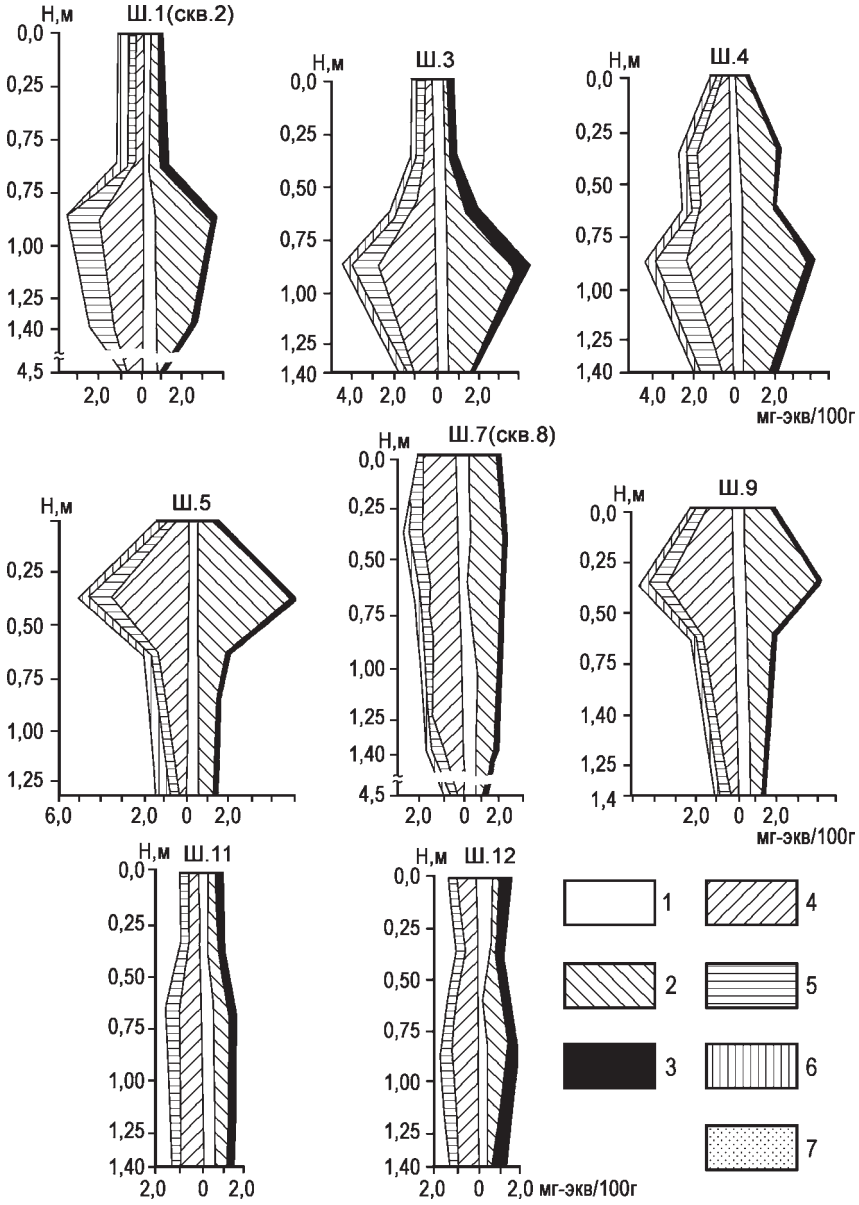



**Рис. 91. Солевые профили почвогрунтов орошаемого участка в долине р. Уршак [Абдрахманов, Попов, 1985]**

Ионы: 1 — гидрокарбонатный; 2 — сульфатный; 3 — хлоридный; 4 — кальциевый; 5 — магниевый; 6 — натриевый и калиевый; 7 — нитратный

Другой массив (долина р. Аургазы), также орошаемый слабосолоноватыми (2,2 г/л) сульфатными кальциевыми водами, имеет сильно ослабленный естественный дренаж (рис. 92).

Гидрогеологический разрез его однослойный, представлен существенно глинистыми породами (Кф = 0,1 м/сут). Гравийно-галечниковый горизонт отсутствует. Грунтовые воды находятся на глубине 2,0–3 м, они также имеют сульфатный кальциевый состав и минерализацию 2,5–3 г/л.

Почвогрунты здесь уже в естественных условиях сильно засолены (от 1,2 до 5%) главным образом за счет гипса (рис. 93, шурф 13). Он содержится в виде мучнистого материала или кристаллов, образуя иногда гнезда и прослои мощностью до 5–10 см. Наибольшей загипсованностью характеризуется интервал глубин 0,5–1 м.

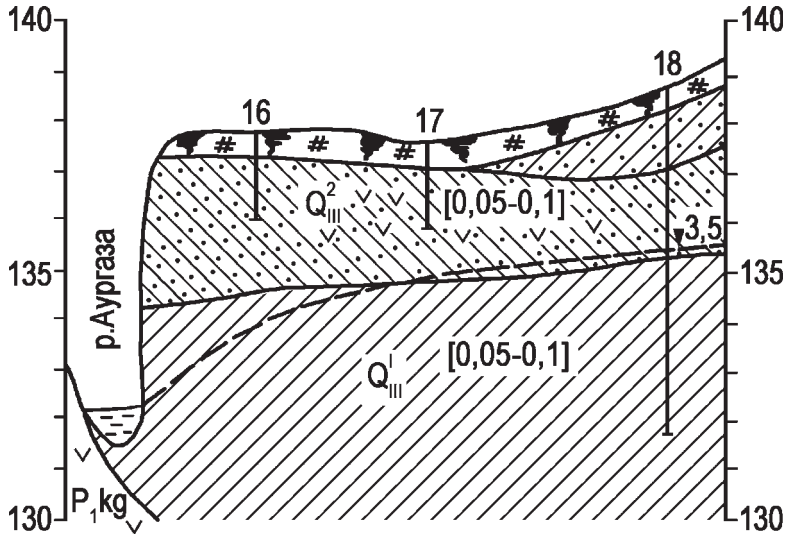



**Рис. 92. Гидрогеологический разрез долины р. Аургаза [Абдрахманов, Попов, 1985]**
Условные обозначения см. на рис. 90

На орошаемых участках данного массива, расположенных вблизи реки, где глубина залегания грунтовых вод более 3,5 м и имеются условия для их оттока, концентрация солей < 1% (0,076–0,90%; скв. 18). Таким образом, и здесь орошение сульфатными кальциевыми водами не только не приводило к дополнительному соленакоплению в почвогрунтах, но в значительной степени способствовало их рассолению (в 2–3 раза).

При меньшей глубине залегания грунтовых вод (до 2,5–3 м) на орошаемых участках массива, удаленных от реки, параллельно с некоторым

рассолением (до 0,2–1,2%) почвогрунтов верхнего слоя (до 1 м) в нижележащем (0,75–1,5 м) отмечается вторичное засоление их до 5,0–5,4% (см. рис. 93, шурф 15). В подобных гидрогеолого-мелиоративных условиях использованию для ирригации солоноватых вод должно предшествовать создание искусственного дренажа.

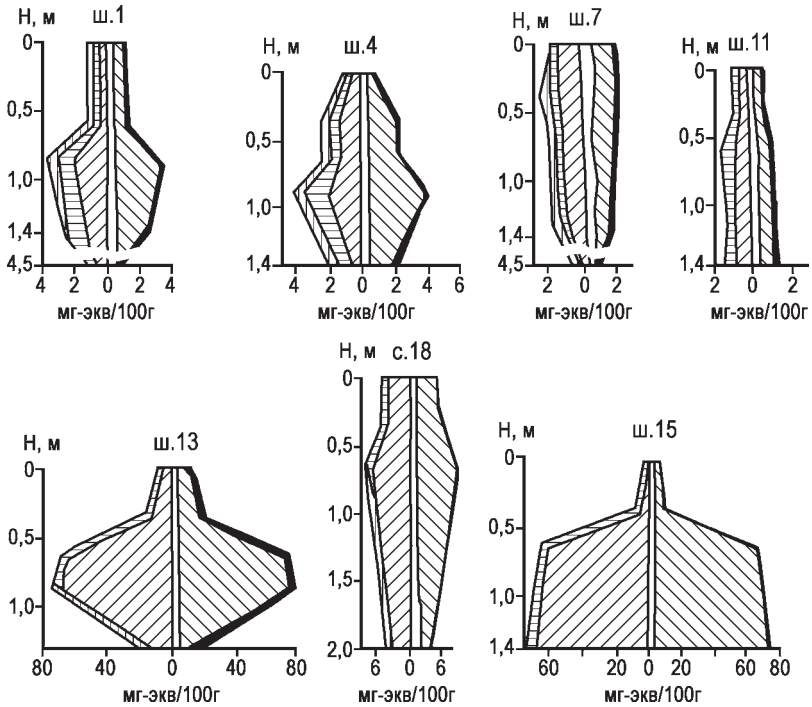



**Рис. 93. Солевые профили почвогрунтов орошаемого массива в долине р. Аургаза [Абдрахманов, Попов, 1985]**

Условные обозначения см. на рис. 91

Орошение с 1980 г. водой из прудов на реках Манчарка и Нази, подверженной влиянию нефтепромысловых рассолов и имеющей поэтому хлоридный кальциево-натриевый состав, минерализацию 2,0–6,5 г/л и более (см. табл. 28 в гл. 5, № 5–7), вызвало также засоление почвогрунтов на отдельных участках (до 25 га) с уровнем грунтовых вод (УГВ — 0,75 м) выше «критического» (рис. 94, скв. 17). Орошение той же водой при глубине залегания подземных вод более 2,5 м (на большей части орошаемого массива УГВ более 3,5–4,0 м) не привело к резким изменениям в водно-солевом составе почвогрунтов (см. рис. 94, скв. 16, 18).

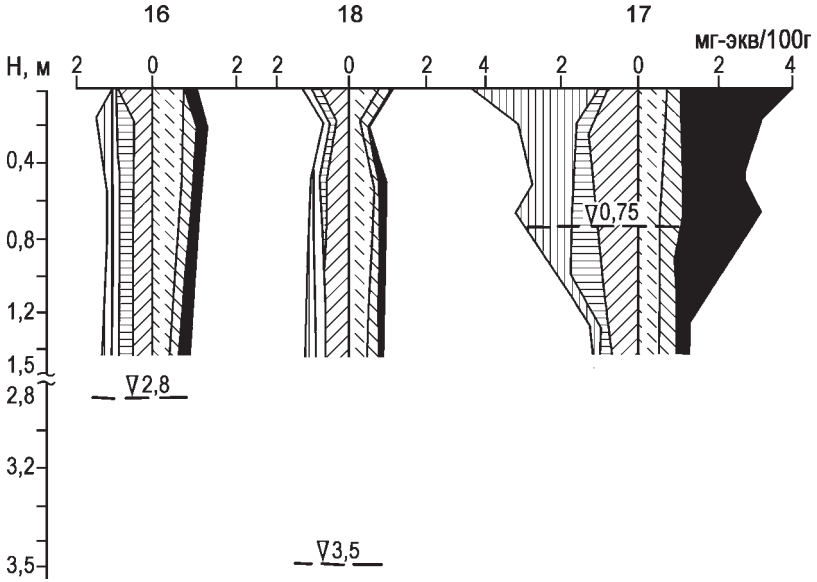



**Рис. 94. Влияние орошения хлоридными натриевыми водами (до 2,5 г/л) на состав поровых растворов почвогрунтов в зависимости от глубины залегания подземных вод [Абдрахманов, 1993]**

Условные обозначения см. на рис. 91

Орошаемый участок расположен на правом пологом склоне долины р. Нази и сложен достаточно однородными плиоценовыми глинами и суглинками с коэффициентом фильтрации $n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$ м/сутки. Геофильтрационный разрез массива характеризуется чередованием слабопроницаемых пород, то есть относится к беспластовой схеме со слабым фильтрационным оттоком. По естественной дренированности орошаемый участок относится к слабодренированным.

В первом случае, когда УГВ выше «критического», орошение водой с благоприятными ирригационными показателями, повышенными поливными и оросительными (до 3000 м$^3$/га) нормами привело к тому, что подземные воды начали принимать участие в почвообразовательном процессе. Началось испарение грунтовых вод, что вызвало повышение их минерализации (до 3,1 г/л) и изменение химического состава (до хлоридного кальциево-натриевого).

Наиболее интенсивное накопление (до 2,7 мг-экв/100 г) хлоридов натрия в почвогрунтах зоны аэрации произошло в интервале глубин 0,0–1,0 м (0,19–0,23%). Из других солей присутствуют сульфаты натрия и магния (0,2 и 0,16 мг-экв/100 г), карбонаты кальция (0,82 мг-экв/100 г). С глубины 1,3 м минерализация почвенных растворов резко падает

(до 0,10%): содержание хлор-иона менее 0,1 мг-экв/100 г, а натрия — 0,2–0,4 мг-экв/100 г (см. рис. 94).

На других участках, где глубина УГВ ниже «критической», орошение нормой 1200–1500 м$^3$/га пока не вызывает соленакопления в почвогрунтах (см. рис. 94, разрезы 16, 18).

Минерализация почвенных растворов составляет 0,07–0,09%, содержание хлор-иона — 0,07–0,15 мг-экв/100 г (0,003–0,005%), натрий-иона — 0,08–0,44 мг-экв/100 г. Соли представлены преимущественно гидрокарбонатами кальция (до 0,7 мг-экв/100 г), сульфатом кальция (0,2 мг-экв/100 г) и магния (0,3 мг-экв/100 г), в небольшом количестве — хлоридом магния (0,06 мг-экв/100 г) и натрия (0,06–0,13 мг-экв/100 г).

Орошаются здесь черноземы выщелоченные, тяжелосуглинистые, среднемощные. Содержание гумуса от 5,7 до 9,4%. За время орошения произошло выщелачивание карбонатов с глубины 0,6 на 0,85 м, то есть карбонаты кальция перемещены с горизонта $A_1B$ в горизонт $B_1$. В результате этого произошло повышение кислотности (pH) почвогрунтов от 6,1 до 7,6. Обеспеченность почв подвижным фосфором колеблется от 132 до 184–477 мг/кг (повышенная и высокая), калием — от 92–105 до 270 мг/кг (средняя и высокая). В поглощенном комплексе (ПК) почвогрунтов среди двухвалентных катионов $Ca^{+2}$ преобладает над $Mg^{2+}$ (22,2 и 3,1 мг-экв/100 г). Объемная масса составляет 1,20–1,69 г/см$^3$, общая скважность — 36–53%. За пределами орошаемого участка объемная масса 1,10–1,15 г/см, а скважность — 55–60%, что близко к оптимальным показателям для сельскохозяйственных культур. Плотность почв на орошаемых землях составляет 2,51–2,75 г/см$^3$, влажность (в середине августа) — от 4,1–6,8 до 15,8–19,1%, наименьшая влагоемкость — 7,7–27,8%, запас влаги в интервале глубин 0,0–1,5 м колеблется от 590–834 до 1580–3328 м$^3$/га.

Таким образом, опыт орошения слабосолоноватыми водами (до 2,5 г/л) сложного химического состава ($Cl^{CaNa}_{III б}$) еще раз свидетельствует о том, что наибольшую опасность (засоление) для почвогрунтов представляет не столько качество оросительной воды, сколько отсутствие оттока с орошаемого массива, высокое (выше «критического») залегание грунтовых вод и участие последних в почвообразовательном процессе.

Применение подземных вод повышенной минерализации для целей ирригации в Южном Предуралье, как и в целом для Волго-Уральского региона, является актуальной проблемой. В условиях острого дефицита ресурсов пресных вод оно позволит в определенной степени решить задачу водоснабжения орошаемого земледелия.

Орошение маломинерализованными (0,2–0,5 г/л) водами рек и прудов гидрокарбонатного кальциевого состава с высокими ирригационными

показателями в благоприятных гидрогеолого-мелиоративных условиях (наличие дренажа или глубокое залегание грунтовых вод) не называет резких изменений в водно-солевом и поглощенном комплексе пород (рис. 95). Лишь при повышенном внесении удобрений в почвенном растворе наблюдается накопление нитратов, превышающих усвояемость их растениями (см. рис. 95, разрез 4).

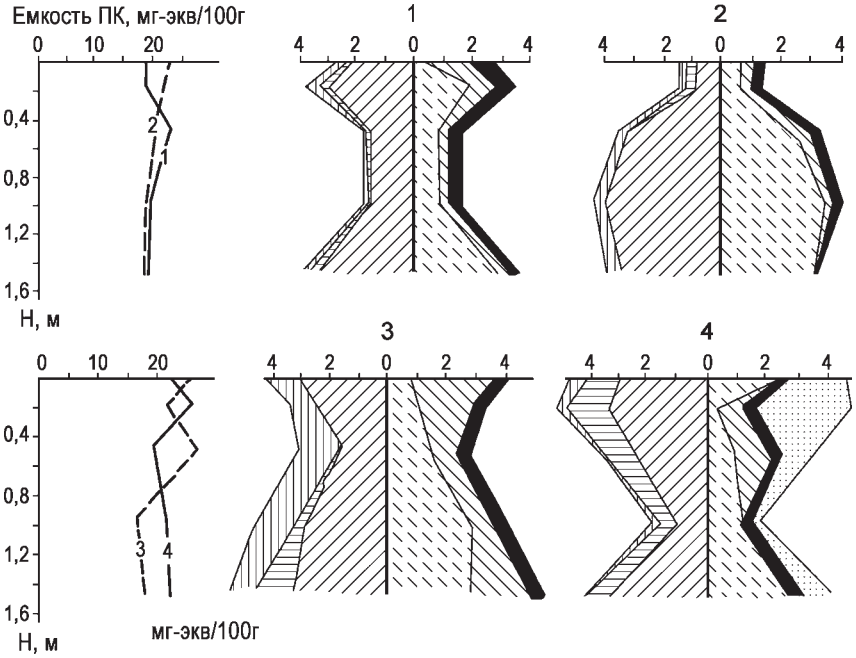



**Рис. 95. Изменение емкости поглощенного комплекса пород и состава поровых растворов неорошаемых (разрезы 1, 3) и орошаемых (2, 4) пресными водами земель [Абдрахманов, 1993]**

Условные обозначения см. рис. 91

Все вышеизложенное еще раз свидетельствует о том, что при отсутствии естественного дренажа на орошаемых землях необходимо его создание. Даже использование пресных вод хорошего ирригационного качества при близком залегании подземных вод и отсутствии естественного оттока не гарантирует от засоления почвогрунтов орошаемых земель.

Вообще же глубина залегания подземных вод без учета подземного оттока не может являться критерием мелиоративной оценки земель для целей орошения. По справедливому утверждению С.Ф. Аверьянова [1978], «исходный уровень грунтовых вод до орошения в 15 м при отсут-

ствии условий для естественного подземного оттока не всегда позволяет делать выводы о ненужности дренажа, так как в ближайшие 8–10 лет (или быстрее) грунтовые воды могут подняться до такого уровня, при котором они начнут принимать непосредственное участие в почвообразовательном процессе».

Наиболее существенные изменения в подземной гидросфере наблюдаются в районах утилизации стоков крупных животноводческих комплексов (земледельческие поля фильтрации, специализированные оросительные системы).

В целом же, как показывает опыт эксплуатации достаточно совершенных оросительных систем в Поволжье, даже в условиях орошения дождеванием при КПД систем 0,85–0,9 наблюдается подъем грунтовых вод. Скорость подъема различна в зависимости от величин оросительных норм, литологического состава отложений, глубины залегания грунтовых вод и других факторов, однако во всех случаях она достаточно значима и изменяется от 0,2 до 1,8–2 м/год.

## 7.3. Проблемы рекультивации техногенно нарушенных земель

Рекультивация земель — это восстановление свойств компонентов природы и самих компонентов, нарушенных деятельностью человека в процессе природопользования для последующего их использования и улучшения экологического состояния окружающей среды [Голованов и др., 2001].

В республике техногенно нарушенные земли занимают десятки тысяч км$^2$ и они образуются в районах деятельности горнодобывающих, нефтедобывающих и других предприятий. Значительные площади, нуждающиеся в рекультивации, образуются при дорожном, гидротехническом, мелиоративном строительстве, градостроительстве, прокладке трубопроводов, линий электропередач. Требуется рекультивация земель, загрязненных нефтепродуктами, нефтепромысловыми, сельскохозяйственными (крупных животноводческих комплексов), коммунально-бытовыми сточными водами, ядохимикатами, пестицидами и пр.

На основании изучения экологического состояния природных ресурсов республики, по материалам аэрокосмофотосъемок и наземных обследований, по совокупности воздействия антропогенных факторов выделяются [Габбасова, 2004; Почвы Башкортостана, 1997] четыре степени состояния экологической напряженности земель в Республике: катастрофическое, критическое (кризисное), напряженное и условно удовлетворительное (рис. 96).

Выделение катастрофической зоны, составляющей 13% территории республики и критической (2,5%) связано, прежде всего, с нарушениями

земель при добыче, транспортировке и переработке полезных ископаемых — нефти, газа, угля, полиметаллических и железных руд. Зона напряженной экологической ситуации (31%) обусловлена преимущественно сельскохозяйственным использованием почвенных ресурсов (дегумификация, развитие эрозионных процессов, переуплотнение почвенного профиля, загрязнение отходами животноводческих комплексов, пестицидами и др.). Условно удовлетворительная экологичес-

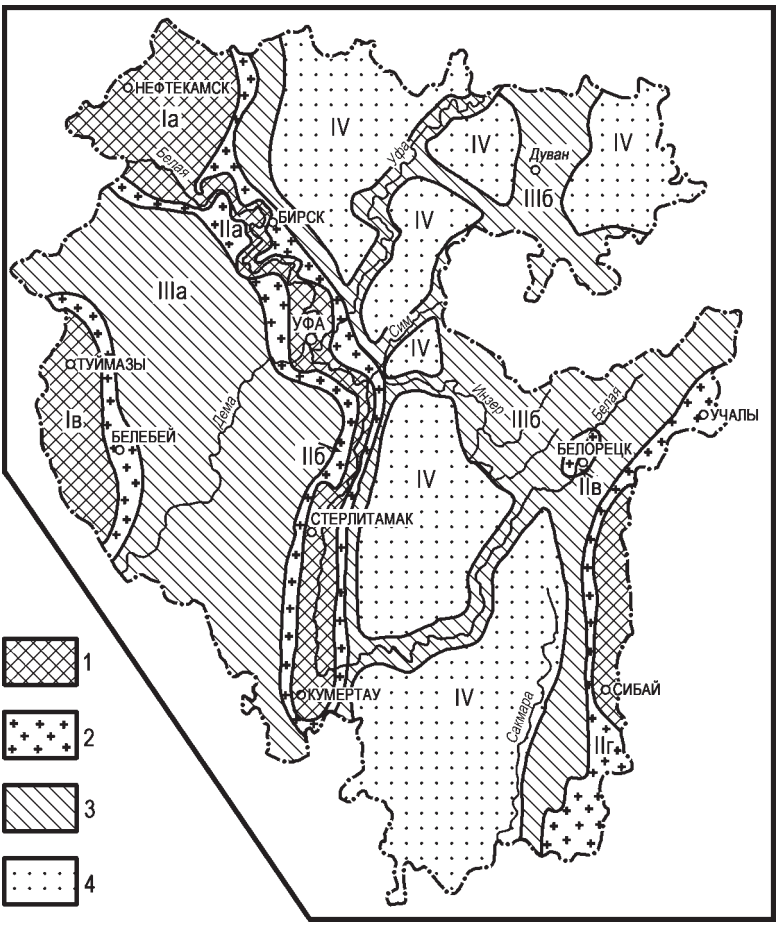



**Рис. 96. Районирование территории Республики Башкортостан по степени экологической напряженности [Почвы Башкортостана, 1997]**

Зоны. 1 — катастрофическая: Iа — Нефтекамская, Iб — Уфимская, Iв — Туймазинско-Шкаповская, Iг — Стерлитамак-Кумертауская, Iд — Магнитогорская; 2 — критическая (кризисная): IIа — Бирская, IIб — Уфимско-Табынская, IIв — Белорецкая, IIг — Учалинско-Акъярская; 3 — напряженная: IIIа — Западная, IIIб — Восточная; 4 — условно удовлетворительная: IV

кая обстановка (31%) наблюдается в основном в горно-лесной зоне и в районе Уфимского плато. Неблагоприятное воздействие на состояние почв этой зоны оказывают вырубка лесов, интенсивный выпас скота, кислотные дожди, нарушение гидрологического режима и развитие эрозии.

При разработке месторождений цветных и черных металлов (Учалинское, Сибайское, Бурибайское, Миндякское, Туканское, и др.), бурого угля (Маячное, Бабаевское, Кривленское) и других полезных ископаемых образуются, с одной стороны, карьеры диаметром от 20–150 до 1000–1400 м, глубиной до 200–470 м, с другой,— отвалы (искусственные «холмы», «горы») высотой до 50–80 м, которые требуют рекультивации.

В республике сотни гектаров земель изымаются под горные отводы карьеров, отвалов, хвостохранилищ и промплощадок (табл. 47). В результате инфильтрационного стока, плоскостного смыва и газопылевых выбросов с карьеров, шахт и техногенно-минеральных образований (ТМО) происходит загрязнение прилегающих территорий тяжелыми металлами и прочими загрязнителями (см. гл. 6). Так, при проведении буровзрывных работ и при перевозке руды в карьерах образуется пыль, содержащая металлы. Переработка отходов ведется недостаточно (рис. 97), главным образом это производство горного щебня из материала отвалов (БМСК, УГОК), который идет на строительство дорог в карьерах, а также поставляется строительным организациям. Но в целом

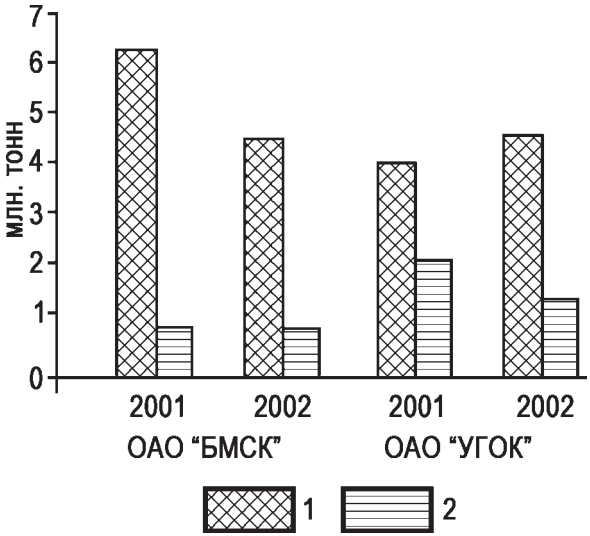



**Рис. 97. Динамика образования и переработки отходов на предприятиях горной промышленности [Гос. доклад..., 2003]**

1 — образование, 2 — использование

это не решает проблемы загрязнения природной среды тяжелыми металлами.

Рост площадей нарушенных земель диктует неотложность разработки и проведения мероприятий по их восстановлению и возвращению во вторичное хозяйственное пользование.

На предприятиях горнорудного комплекса на стадии их проектирования разрабатываются рекультивационные мероприятия: снятие дерна перед проходкой открытых горных выработок и хранение его в специальных хранилищах, строительство очистных сооружений, подготовка площадей под отвалы и хвостохранилища с гидроизолирующим основанием, засыпка отработанных карьеров вскрышными породами и отходами обогащения руд, обеззараживание загрязненных токсикантами земель, землевание и укладка дерна на нарушенных площадях. Данные виды работ сопряжены с большими финансовыми затратами, что в современных условиях делает их недоступными для многих предприятий горнорудного комплекса.

Предложенные методы борьбы с загрязнением окружающей среды направлены в основном на очистку стоков рудничных и подотвальных вод, так как они являются главной миграционной средой токсикантов.

**Таблица 47**

Площади, занимаемые карьерами и отвалами

| Месторождения и предприятия | Площадь занимаемых земель, га | | |
|---|---|---|---|
| | Карьеры | Отвалы | Хвосты |
| **Сибайское** | 168 | 600 | – |
| **Камаганский** | 12 | 16,0 | – |
| **Бакр-Узяк** | 12 | 23,5 | – |
| **Бакр-Тау** | – | 77,5 | – |
| **Учалинское** | 135 | 573 | – |
| **им. XIX партсъезда** | 107 | – | – |
| **Юбилейное** | – | 46 | – |
| **Бурибайское** | – | 25,8 | – |
| **Маканское** | – | 25,5 | – |
| **Туканский рудник** | 162 | 418 | 45 |
| **Верхнекардинский карьер** | 8 | 23,4 | – |
| **Бабаевское** | – | 1467 | – |
| **Маячное** | – | 136 | – |
| **ОФ БМСК** | – | – | 154 |
| **ОФ УГОК** | – | – | 152 |
| **ОФ БГОК** | – | – | 45,7 |
| **СЗИФ** | – | – | 32,7 |
| **БМК** | – | 24,8 | – |

Эти методы разделяются на химические (нейтрализация), физико-химические (адсорбция) и биохимические (окисление с использованием бактерий). Для нейтрализации кислых сточных вод использовались отходы известнякового производства (отвалы Худолазовского карьера БМСК): известковая мука и некондиционный известняк, который понижает кислотность водной среды и миграционную способность многих тяжелых металлов. На отдельных предприятиях применяются методы очистки путем цементации меди на железном скрапе, отведения оборотных вод обогатительных фабрик на хвосты флотации. Но данные методы малоэффективны по причине того, что не решают весь круг проблем утилизации. Эффективными для очистки вод являются сорбционные методы, но применение их сдерживается дороговизной сорбентов.

Наиболее эффективным способом защиты окружающей среды и улучшения ландшафта, по нашему мнению, является комплексный метод рекультивации, который включает в себя химическую и биологическую рекультивацию. Химическую рекультивацию можно провести на основе технологий бактериального и кучного выщелачивания [Рыбаков, 1998]. Этот метод позволяет снизить уровень содержания загрязнителей в материале отвалов и хвостохранилищ, а также извлечь из них ценные компоненты. Содержание меди в отходах после одного цикла бактериальной обработки уменьшается на 57,5%, цинка — на 83,3%, а ртути — на 95% [Буачидзе и др., 2002].

Основным приемом биологической рекультивации является консервация техногенных объектов лесокультурными насаждениями. Лесные насаждения могут создаваться с минимальными затратами рекультивируемых объектов, обеспечивая защиту от водной и ветровой эрозии, загрязнения окружающей среды и становясь объектом хозяйственного и рекреационного назначения.

Для планирования путей биологической рекультивации, подбора применяемых трав, деревьев, кустарников, способа создания и агротехники выращивания насаждений, необходимо проведение агрохимических исследований с определением запаса гумуса и основных элементов минерального питания на каждом рекультивируемом участке [Голованов и др., 2001; Почвы Башкортостана, 1997].

Исследования показали [Баталов и др., 1989; Почвы Башкортостана, 1997], что отвальные грунты Учалинского, Туканского месторождений не являются токсичными для сосны и лиственницы и не препятствуют их произрастанию. Отвальные грунты Кумертауского буроугольного месторождения вполне благоприятны для жизни растений и пригодны для проведения лесохозяйственной рекультивации без предшествующей мелиорации. Рекультивированные земли вполне могут быть отведены под сельскохозяйственное использование. Обязательным условием проведения биологической рекультивации является проведение горнотехнической

подготовки нарушенных земель, нанесение гумусированного слоя в качестве питательного субстрата для растений.

Наиболее малоизученной остается проблема рекультивации карьеров и других горных выработок. Как было сказано выше, их засыпка финансово затруднительна для предприятий. Предлагаемые методы рекультивации карьерных выемок [Голованов и др., 2001] с целью сельскохозяйственного, лесохозяйственного и рекреационного (купание, спортивное рыболовство) использования невозможны в исследуемом регионе в силу токсичности пород, слагающих борта, и вод, затапливающих карьеры. Необходимый минимум, который можно сделать в данное время,— это сооружение дамб и противофильтрационных завес (кольцевые дренажи и т.д.) для перехвата поверхностного стока и вод верхних водоносных горизонтов.

В целях устранения негативного техногенного воздействия на окружающую среду рекомендуется:

— очистка сточных вод и химическая нейтрализация отвалов с использованием комплекса гидрометаллургических, химических, физических и других методов. Для этого необходимо исследовать возможность использования в процессах очистки местных дешевых материалов: цеолитов, известняков, доломитов, глин, торфов и проч. По существу очистка сточных вод представляет собой производство, в котором сырьем служит загрязненная вода, а продукцией — чистая. Побочным продуктом при очистке сточных вод являются извлекаемые из них загрязнители, которые часто представляют собой немалую ценность;
— проведение биологической рекультивации на отвалах и хвостохранилищах с применением агротехнических приемов;
— инженерная защита карьеров от поверхностного и подземного стока.

В республике, по данным И.М. Габбасовой [2004], площадь загрязненных нефтью и нефтепромысловыми сточными водами (НСВ) земель составляет несколько десятков тысяч гектар. Наиболее интенсивному техногенному воздействию подвержены земли на Шкаповском, Туймазинском, Арланском месторождениях. Как уже отмечалось в главах 3 и 6, деятельность нефтедобывающих предприятий осуществляется практически на всей территории Западного Башкортостана в течение 70 лет (первая нефть открыта в 1932 г.).

В результате аварийных разливов сырой и товарной нефти, нефтепродуктов, буровых сточных вод, НСВ в почве происходят геохимические преобразования: 1) морфологические изменения в генетических горизонтах и почвенном профиле; 2) изменения химических свойств и химического состава; 3) изменения физико-химических свойств (состав ППК, засоление и осолонцевание, появление гидрофобности); 4) изменения физических свойств почв, ведущие к изменению водно-воздушного режима; 5) изменения в численности, составе и биологической

активности почвенного биоценоза (микроорганизмы, педофауна, альгоценозы и др.). Все это многообразие негативных процессов ведет к деградации почв, ухудшению почвенного плодородия, нарушению экологии почв и ландшафтов, ингредиенты (углеводороды, тяжелые металлы, соли, различные компоненты буровых растворов), попадая в сельскохозяйственные растения, снижают качество продукции.

Отсутствие в нашей стране обоснованных значений ПДК нефтепродуктов в почве не позволяет оценить степень их загрязнения и разработать четкие критерии мероприятий по рекультивации земель.

В России для оценки загрязнения в качестве ориентировочно допустимых уровней предлагается использовать «фоновые значения» данной территории или за нижний предел принимать такое содержание нефтепродуктов, при котором за счет самоочищающей способности почвы в течение одного года восстанавливается продуктивность или нормализуются микробиологические процессы. Нормативное содержание нефти и нефтепродуктов для проведения рекультивации определяется с учетом регионального фонового загрязнения и природных условий, обусловливающих самоочищающую способность компонентов геосистем.

Существующие методы рекультивации почв, загрязненных нефтью и НСВ, применяемые в отечественной и зарубежной практике (физические, физико-химические и химические методы), имеют определенные недоработки. В большинстве случаев они не технологичны, требуют специального оборудования, дорогостоящие, экологически не приемлемы. В результате их применения происходит качественное изменение характеристик почвы, однако не всегда восстанавливается основное ее свойство — плодородие, не происходит возврата в первоначальное естественное состояние.

Наиболее эффективными и экономичными являются биологические методы рекультивации. Они включают в себя использование биопрепаратов и биостимуляторов для деградации нефти и нефтепродуктов. На основании способности микроорганизмов использовать углеводороды нефти и других ксенобиотиков предложен метод биокоррекции загрязнений, состоящий из двух стадий: 1 — активации деградирующей способности аборигенной микрофлоры путем внесения биогенных элементов — биостимуляции; 2 — интродукции в загрязненную почву специализированных микроорганизмов, выделенных предварительно из различных загрязненных источников или генетически модифицированных — биодополнения.

Рекультивация земель, загрязненных нефтепромысловыми поллютантами, проводится в несколько этапов и зависит от состава и количества поступивших веществ [Габбасова, 2004, Почвы Башкортостана, 1997].

Основные мероприятия по рекультивации земель, загрязненных товарной нефтью (обезвоженной и обессоленной), показаны на рис. 98.

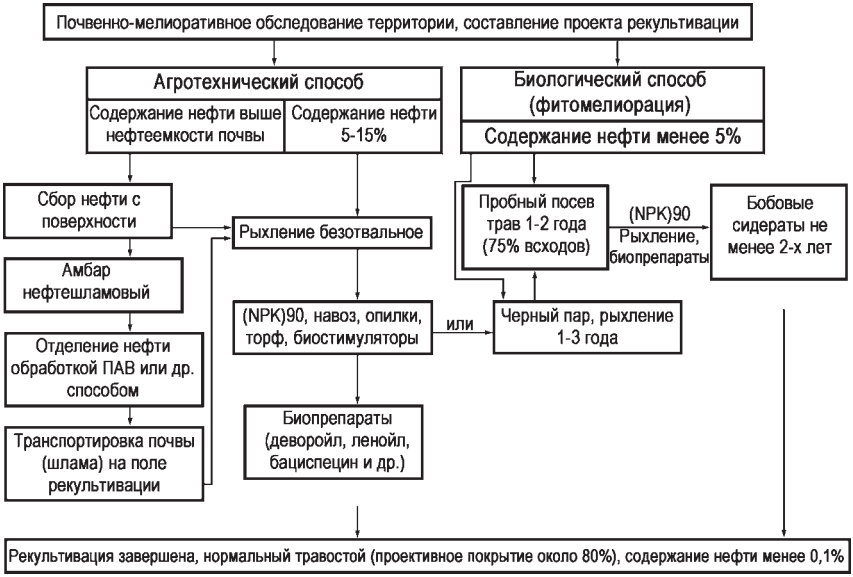



**Рис. 98. Схема основных мероприятий по рекультивации нефтезагрязненных земель [Габбасова, 2004]**

При загрязнении земель нефтепромысловыми сточными водами в эту схему необходимо включить отмывание от солей и гипсование.

Рекультивация требуется и на мелиорированных землях Республики. Мелиорация — система научно обоснованных хозяйственных, технических, биологических мероприятий, направленных на улучшение природных условий используемых земель. Сельскохозяйственная мелиорация ориентирована на улучшение почвенных, гидролого-гидрогеологических и других условий сельскохозяйственных угодий и включает орошение, осушение земель, рассоление почв и пр. Наряду с положительными, мелиорация может иметь и ряд негативных последствий: нарушаются естественный гидрогеолого-гидрологический режим, водно-физические и другие свойства почв.

Нами на примере осушенных земель урочища «Падун» (см. гл. 3) в Краснокамском районе [Батанов, 1999; Габбасова, Абдрахманов, Батанов, 1999] разработаны мероприятия по рекультивации осушенных (площадь 2532 га) и пирогенных (75 га) земель. Система осушения в урочище «Падун» включает: регулирующую открытую сеть, оградительные нагорные каналы, проводящие каналы. Регулирующая сеть состоит из 197 собирателей — открытых каналов общей протяженностью 122,54 км. Для перехвата поверхностного стока служат нагорные каналы общей дли-

ной 7,41 км. Проводящая сеть для сброса воды с осушенной территории состоит из 19 транспортирующих каналов протяженностью 12,82 км и магистрального канала МК–1 протяженностью 10,03 км, сбрасывающего воду в Нижнекамское водохранилище на отметку 66,0 м (рис. 99).

Осушительная система в первые годы после строительства работала эффективно. Исследования, проведенные в урочище «Падун» через 20 лет после осушения показали, что состояние осушительной системы в целом неудовлетворительное — каналы заросли кустарником, рогозом, осыпались и обмелели. На значительной территории наблюдаются переувлажнение и заболачивание почв, восстанавливается болотная растительность, кочки. На относительно благополучных участках, засеянных бобово-злаковыми травосмесями выпадают бобовые культуры, появляются плотнокустовые злаки и осоки. Кроме того, в 1994 г. выгорел участок на площади 25 га в АКХ «Кама» и в 1995 г. в колхозе «Кызыл-Тан» сгорело 50 га торфяников.

При пожаре на осушенных торфяных почвах торфяной горизонт, как правило, сгорает полностью. Пирогенный слой обогащается зольными элементами — фосфором, калием и кальцием, но обедняется азотом. Реакция почвенного раствора сдвигается в щелочную сторону, наблюдается вскипание от 10% HCl. После выхода на поверхность глеевых горизонтов в результате пирогенеза в них активизируются ферментативные реакции, однако, по сравнению с торфяными слоями, они подавлены.

Вследствие понижения гипсометрических отметок ареала сгоревшего торфа, на фоне общего нарушения действия дренажной системы прогрессируют процессы вторичного заболачивания.

В нефтедобывающих районах пирогенная деградация усугубляется хлоридно-натриевым засолением из-за попадания в грунтовые воды нефтепромысловых сточных вод.

Для восстановления и ввода в сельскохозяйственный оборот деградированных земель урочища «Падун» были проведены следующие мероприятия: проведена расчистка от древесной и кустарниковой растительности, планировка поверхности, восстановление осушительной сети, на пирогенных землях восстановлен торфяной слой и выполнен посев трав, выполнены агротехнические мероприятия (дискование, внесение минеральных удобрений) и пр.

На отдельных участках территории Башкортостана требуется рекультивация земель, загрязненных тяжелыми металлами (территории приборостроительных, машиностроительных, горнодобывающих и горноперерабатывающих предприятий) и пестицидами. Например, на землях бывшего колхоза им. Ильича Илишевского района на площади около 40 га, обработанной монуроном в 1982 г., растения долгое время находились в угнетенном состоянии [Абдрахманов, 1993].

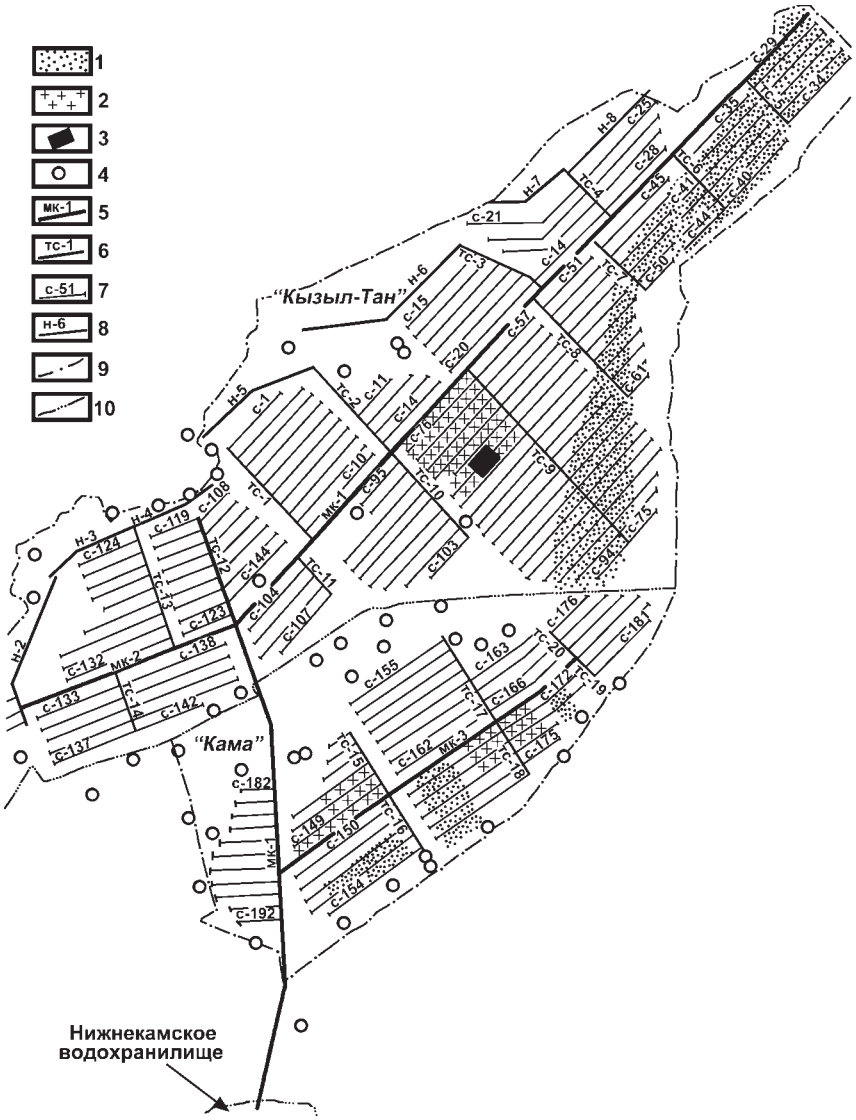



**Рис. 99. Карта мелиорированных земель урочища «Падун» в Краснокамском районе [Батанов, 1999]**

1 — участки вторичного заболачивания; 2 — пирогенные земли; 3 — опытный участок по рекультивации пирогенных земель; 4 — нефтедобывающие и нагнетательные скважины НГДУ «Арланнефть»; 5 — магистральный канал; 6 — транспортирующий собиратель; 7 — собиратель; 8 — нагорный канал; 9 — граница осушаемого участка; 10 — граница землепользования между хозяйствами «Кызыл-Тан» и «Кама»

Загрязнение почв тяжелыми металлами приводит к образованию кислой или щелочной реакции почвенной среды, к снижению обменной емкости катионов, к потере питательных веществ, к изменению плотности, пористости, отражательной способности поверхности почвы, к развитию эрозии, дефляции, к сокращению видового состава растительности или к ее полной гибели.

Прежде чем начать рекультивацию таких земель, необходимо установить источник и причины загрязнения, провести мероприятия по снижению выбросов, локализации или ликвидации источника загрязнения. Только при таких условиях может быть достигнута высокая эффективность рекультивационных работ.

Ориентиром для разработки состава работ по рекультивации земель в первую очередь служит приоритетное вещество, вызывающее ухудшение экологического состояния почв и качества сельскохозяйственной продукции, а ожидаемую подвижность других опасных веществ необходимо регулировать специальными или комплексными мероприятиями.

Рекультивацию земель, загрязненных тяжелыми металлами, осуществляют [Голованов и др., 2001] культивированием устойчивых к загрязнению культурных и дикорастущих растений, растений, способных накапливать тяжелые металлы в вегетативных органах (фиторекультивация), регулированием подвижности тяжелых металлов в почве, регулированием соотношений химических элементов в почве, созданием рекультивационного слоя, заменой и разбавлением загрязненного слоя почвы. Рекультивация земель, загрязненных пестицидами, заключается в активизации процессов разложения их остаточных форм. Для этого используют биодеструкторы, ориентированные на разложение определенных соединений, проводят ультрафиолетовое облучение растений и почв, вносят органические и минеральные удобрения, проводят агротехнические и агромелиоративные мероприятия. В качестве специальных мероприятий используют химические мелиоранты, сокращающие время полураспада пестицидов или образующие нетоксичные соединения, вносят природные и искусственные сорбенты, проводят известкование, вводят в севообороты культуры, способные усваивать отдельные соединения.

# Заключение. ГИДРОГЕОМОНИТОРИНГ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ

Современная гидрогеодинамическая и гидрогеохимическая структура подземной гидросферы Южного Урала и Предуралья сформировалась в результате длительной эволюции под воздействием комплекса естественно-исторических процессов.

В восточной части Волго-Камского артезианского бассейна, расположенного в пределах Южного Предуралья, распределение различных геохимических типов подземных вод контролируется вертикальной зональностью подземной гидросферы. Основные ресурсы пресных вод сосредоточены в самой верхней части осадочной толщи, мощность которой колеблется от нескольких до 300–400 м (в среднем около 100 м). Формирование маломинерализованных (гидрокарбонатных и сульфатных кислородно-азотных) подземных вод тесно связано с природными физико-химическими и биохимическими процессами, протекающими в атмосфере, на поверхности земли, в зоне аэрации и непосредственно в водовмещающих породах. Все это обусловливает сильную уязвимость подземных вод гидродинамической зоны активного водообмена от хозяйственной деятельности человека, влияющей как на количественные, так и качественные их показатели.

Основную часть гидрогеологического разреза (до 1–1,5 км и более) здесь занимают соленые воды и рассолы с концентрацией солей до 300 г/л, с водорастворимыми газами ($H_2S$, $CO_2$, $CH_4$, $N_2$) восстановительной геохимической среды, характерными для зон весьма затрудненного и застойного режимов.

Подземная гидросфера Предуралья представляет собой сложную гидрогеодинамическую и гидрогеохимическую систему, находящуюся в состоянии подвижного равновесия, зависящего от изменения геологических, атмосферных, биологических условий и антропогенного воздействия на земную кору. Четко обозначившиеся в последние 3–4 десятилетия техногенные процессы стали решающим фактором преобразования

природной среды Предуралья, здесь они из локальных превратились в региональный процесс.

Наиболее интенсивная деградация природных геоэкологических систем в этом регионе происходит в районах деятельности нефтедобывающих, нефтехимических, химических и других предприятий, сельскохозяйственного производства с крупными агропромышленными предприятиями, в пределах городских и промышленных агломераций.

В нефтедобывающих районах Урало-Поволжья характер и масштабы техногенной преобразованности подземной гидросферы определяются геолого-тектоническими, гидрогеологическими, ландшафтно-климатическими и прочими условиями конкретного месторождения, технологии, времени эксплуатации и другими факторами. Наиболее велики техногенные изменения на «старых» месторождениях, эксплуатирующихся в течение 40—50 лет, которые уже давно прошли депрессионный этап разработки и в настоящее время обладают репрессионным гидрогеодинамическим режимом, сформировавшимся в результате использования методов внутри- и законтурного заводнения в продуктивные пласты различных газово-жидких флюидов для поддержания энергетического потенциала водонапорной системы и повышения нефтеотдачи пластов. Под влиянием техногенеза подземная гидросфера нефтяных месторождений испытывает значительные трансформации в физико-химическом, гидрогеодинамическом, ресурсном и прочих отношениях. Изменение гидрогеодинамического режима, нарушение структуры флюидоупоров осадочного чехла ведут к перераспределению запасов подземных вод в различных его частях, интенсифицируют процессы взаимодействия в системе вода — порода — газ — ОВ, вызывают смешение различных геохимических и генетических типов подземных вод, изменение окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных свойств среды и пр. Характерной особенностью техногенеза служит весьма высокая скорость протекания процессов; литолого-гидрогеохимические последствия их часто носят необратимый характер.

Разработке сильно обводненных залежей нефти сопутствуют, с одной стороны, извлечение на поверхность и транспортировка нередко на значительные расстояния агрессивных хлоридных рассолов, а с другой, как указывалось, закачка их (и других жидких промышленных стоков) в глубокие водоносные комплексы палеозоя для поддержания пластового давления. Эти рассолы в силу различных причин часто проникают в горизонты пресных вод и смешиваются с последними, вследствие чего утрачиваются естественные связи химического состава подземных вод с литолого-минералогическими особенностями водовмещающей среды, что обусловливает появление новых химических типов вод. В результате этого появились воды, ранее не свойственные пермским и более молодым отложениям: хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные,

сульфатно-хлоридные пестрого катионного состава с минерализацией до 10–15 г/л и более. Они по ряду показателей обнаруживают прямую генетическую связь с нефтепромысловыми рассолами.

Высокая подвижность вод верхней гидродинамической зоны способствует распространению загрязнения в водоносных горизонтах на десятки километров, а гидравлическая взаимосвязь их по вертикали — засолению зоны пресных вод на всю ее мощность (площади загрязнения в пределах «Второго Баку» достигают нескольких тысяч квадратных километров). Процессы самоочищения водоносных горизонтов и восстановления природных условий даже после ликвидации источника загрязнения продолжаются в течение десятков и сотен лет, то есть превышают время жизни одного поколения.

В нефтедобывающих районах Предуралья положение нижней границы геологической среды, рассматриваемой в системном анализе как открытая многокомпонентная динамическая природно-техногенная система, определяется характером инженерно-хозяйственной деятельности человека и соответствует глубине 3–5 км. Вследствие этого процессы техногенеза вносят кардинальные изменения в гидрогеохимические и гидрогеодинамические условия не только верхнего этажа осадочного бассейна (количественное и качественное истощение пресных и минеральных лечебных вод), но и нижнего, охватывающего комплексы палеозоя в зонах весьма затрудненного и застойного гидрогеодинамического режима. В них они вызывают активизацию биохимических сульфатредуцирующих процессов, опреснение седиментогенно-эпигенетических рассолов, деградацию и разрушение месторождений поликомпонентных промышленных вод.

Формирование подземных вод в метаморфизованных осадочных и магматических породах Уральской гидрогеологической складчатой области определяется характером и степенью трещиноватости пород, которая обычно не подчиняется возрастным границам. Химический состав вод зоны активной трещиноватости (до 200–300 м) характеризуется значительным разнообразием. Пресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые и натриевые воды (0,2–0,7 г/л) сменяются сульфатно-хлоридными и хлоридными натриевыми с минерализацией до 3,5–15 г/л.

На Бурибайском, Сибайском, Учалинском и других сульфидных месторождениях формируются очень кислые (pH 2–5) сульфатные воды с минерализацией до 20 г/л и высокими концентрациями железа (до 375 мг/л), меди (до 140 мг/л), цинка (до 110 мг/л) и других металлов. Характерной особенностью техногенеза горнорудного профиля является также глубокое проникновение техногенных процессов в геологическую среду (до 2000 м). Наиболее интенсивно техногенез формируется на территориях, где одновременно производится промышленное освоение целой группы близко расположенных друг к другу месторождений

полезных ископаемых (Баймакский, Учалинский и другие рудные районы).

Техногенная деградация подземной гидросферы горнорудных районов республики носит локальный (карьеры глубиной до 470 м и с отвалами высотой до 80 м) в пространстве, но длительный во временном отношении характер и обусловлена накоплением твердых и сбросом жидких отходов на рельеф местности. Трещинный и трещинно-жильный характер подземных вод, слабое развитие перекрывающих пород способствуют беспрепятственному проникновению концентрированных растворов, содержащих тяжелые металлы, в водоносные горизонты. Все это приводит к формированию на территории горнорудных узлов техногенных гидрогеохимических полей трансформированных вод.

Масштабы загрязнения, его характер и сроки действия загрязняющих веществ в районах деятельности агропромышленных предприятий иные. Им свойственны как азотсодержащие органические и биогенные соединения (аммоний, нитриты, нитраты и пр.), патогенные микроорганизмы, так и минеральные удобрения, ядохимикаты, их метаболиты. Загрязненные почвогрунты и грунтовые воды в одних случаях могут быть локализованы в пределах площади самого агропромышленного комплекса и прилегающих к нему участков (крупные животноводческие комплексы, фермы и пр.), в других — занимают большие площади, измеряемые тысячами квадратных километров (орошаемые и богарные земли с интенсивной технологией выращивания сельскохозяйственной продукции). Продолжительность нахождения загрязняющих ингредиентов определяется скоростью распада органических и минеральных веществ, временем жизнедеятельности микроорганизмов. Вследствие этого при ликвидации источника загрязнения срок существования одних загрязняющих компонентов измеряется от нескольких суток до 1—3 лет, а других — достигает десятков и даже сотен лет.

Для урбанизированных территорий характерны загрязнители поликомпонентного состава. Происходит химическое, тепловое, бактериальное загрязнение подземных вод и формируются техногенные водоносные горизонты со сложным химическим составом воды.

В целом источники, пути, условия и формы поступления техногенных соединений в геологическую среду сложны и многообразны. Сложны также процессы трансформации, концентрации элементов в породах и техногенных осадках. Химический состав подземных вод является интегральным относительно природных условий и техногенных преобразований [Питьева, 1984].

В последние десятилетия в серьезную проблему превратилась утилизация твердых и жидких отходов различных производств. Для утилизации стоков создаются полигоны как на поверхности (в зоне аэрации) так и в глубоких водоносных горизонтах (в частности, путем ядерных

взрывов). При утилизации стоков на полигонах сложной и дискуссионной является проблема надежности захоронения и возможной миграции растворов, содержащих высокотоксичные соединения, в водоносные горизонты, заключающие пресные питьевые и минеральные лечебные воды. Сложной является также проблема установления путей миграции и идентификации источников загрязнения, а также их прогноз. Информативными в решении этих проблем представляются комплексные гидрогеохимические исследования, включая водно-гелиевые [Попов, Егоров, 1990; Абдрахманов, 1993], изотопные [Никаноров, Федоров, 1998; Поляков, 1991; Тихонов и др., 1991 и др.] и другие современные методы, в том числе численное (геомиграционное и геофильтрационное) моделирование.

Сложный и многоаспектный характер загрязнения подземной гидросферы диктует необходимость создания гидрогеологических полигонов для комплексного изучения вопросов, связанных с формированием режимов, загрязнением и изменением качества подземных вод.

В условиях возрастающих техногенных нагрузок, сочетающихся с высоким потенциалом изменчивости воспринимающей их геологической среды, важно выявить оптимальные варианты для комплексного территориального размещения производственных и прочих структур, установить приоритетность мероприятий по защите территорий, разработать комплекс мер по рациональному использованию и стратегии охраны геологической среда.

Завершая работу, следует отметить, что в ней освещены наиболее важные, по мнению автора, гидрогеоэкологические аспекты, касающиеся качественного состояния и количественных характеристик подземной гидросферы в районах интенсивной техногенной нагрузки на нее нефтедобывающих, горнодобывающих и агропромышленных предприятий, промышленно-урбанизированных территорий, мелиорируемых и других сельскохозяйственных земель. Проведенные исследования являются составной частью гидрогеомониторинга как системы повторных наблюдений за элементами окружающей природной среды в пространстве и во времени, выполненного с различной полнотой в пределах различных объектов. Наиболее обстоятельны они на месторождениях углеводородного сырья, районах агропромышленного производства и горнорудных предприятий, применительно к которым сформирована и проанализирована база ретроспективной и современной литолого-гидрогеохимической информации.

# ЛИТЕРАТУРА

**Абдрахманов Р.Р.** Энергоснабжение сельскохозяйственных потребителей с использованием возобновляемых источников (в условиях Республики Башкортостан): Автореф. дис. ... канд. тех. наук / Челяб. гос. агроинж. университет. – Челябинск, 2005. – 23 с.

**Абдрахманов Р.Ф.** О фильтрационных свойствах глинистых четвертичных отложений Западной Башкирии // Геология и полезные ископаемые Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1975. – С. 80–82.

**Абдрахманов Р.Ф.** Морфологические особенности и гидрогеологические условия речных долин Западной Башкирии // Проблемы гидрогеологии и охраны водных ресурсов Башкирского Предуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1980. – С. 47–53.

**Абдрахманов Р.Ф.** Карст Бугульмино-Белебеевской возвышенности и условия гидротехнического строительства // Вопросы геологии и геоморфологии Южного Урала и Предуралья. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, $1988_1$. – С. 81–85.

**Абдрахманов Р.Ф.** Техногенный карст Южного Приуралья // Проблемы изучения техногенного карста: Матер. Регион. совещ. – Кунгур, $1988_2$. – С. 106–107.

**Абдрахманов Р.Ф.** Защищенность пресных подземных вод Южного Предуралья от загрязнения // Теоретические основы и методика гидрогеологического прогноза загрязнения подземных вод. – М.: Наука, 1990. – С. 156–160.

**Абдрахманов Р.Ф.** Влияние техногенеза на качество воды Павловского водохранилища. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, $1991_1$. – 28 с.

**Абдрахманов Р.Ф.** Техногенное воздействие на пресные подземные воды нефтедобывающих районов Башкирского Предуралья // Вопросы охраны окружающей среды в нефтегазовой промышленности. – М.: ВНИИОЭНГ, $1991_2$. – С. 10–18.

**Абдрахманов Р.Ф.** Формирование химического состава грунтовых вод в районах утилизации стоков крупных животноводческих комплексов // Водные ресурсы. – $1991_3$. – № 3. – С. 113–122.

**Абдрахманов Р.Ф.** Техногенез в подземной гидросфере Предуралья. – Уфа: УНЦ РАН, 1993. – 208 с.

**Абдрахманов Р.Ф.** Особенности формирования химического состава воды Павловского водохранилища // Гидрохимические материалы. – 1994. – Т. 111. – С. 139–150.

**Абдрахманов Р.Ф.** Геохимия экотоксикантов в подземных водах урбанизированных территорий // Геохимия. – 1997. – № 6. – С. 630–636.

**Абдрахманов Р.Ф.** Влияние техногенеза на качественное состояние подземных вод урбанизированных территорий // Водные ресурсы. – 1998. – Т. 25, № 3. – С. 339–344.

**Абдрахманов Р.Ф.** Гидрогеология Башкортостана и проблемы гидрогеоэкологии // Геологический сборник № 2 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2001. – С. 111–122.

**Абдрахманов Р.Ф.** Проблемы гидрогеоэкологии Башкортостана // Вестник Башгосагроуниверситета. –№ 3. – 2003. – С. 20–23.

**Абдрахманов Р.Ф.** Водные ресурсы Башкортостана // Мелиорация и водное хозяйство. – 2004. – № 3. – С. 6–8.

**Абдрахманов Р.Ф., Батанов Б.Н., Габбасова И.М. и др.** Водно-балансовая станция. – Уфа: БГАУ, 2002. – 82 с.

**Абдрахманов Р.Ф., Батанов Б.Н., Комиссаров А.В., Юнусов С.А.** Лизиметрические исследования в Республике Башкортостан // Лизиметрические исследования в России. – М.: НИИСХ ЦРНЗ, 2004. – С. 165–171.

**Абдрахманов Р.Ф., Зайнуллин Х.Н.** О техногенном воздействии городских свалок на подземные и поверхностные воды // Экология промышленного производства. – 1999. – № 1. – С. 15–24.

**Абдрахманов Р.Ф., Зайнуллин Х.Н., Минигазимов Н.С.** Диоксины и другие экотоксиканты в подземных водах на территории г. Уфы // Диоксины: экологические проблемы и методы анализа / ИППЭиП. – Уфа, 1995. – С. 146–151.

**Абдрахманов Р.Ф., Зайнуллин Х.Н., Минигазимов Н.С.** Моделирование гидрогеологических процессов // Проблемы экологического мониторинга / ИППЭиП. – Уфа, 1995. – С. 283–289.

**Абдрахманов Р.Ф., Зайнуллин Х.Н., Минигазимов Н.С.** Диоксины в подземных водах // Проблемы региональной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии Республики Башкортостан. – Уфа, 1997. – С. 222–223.

**Абдрахманов Р. Ф., Зайнуллин Х. Н., Минигазимов Н.С.** Экотоксиканты в подземных водах северной части г. Уфы и проблемы охраны питьевых водоисточников от загрязнения // Эколого-гигиенические проблемы Уральского региона / УфНИИ мед. труда и экологии человека. – Уфа, 1997. – С. 180–184.

**Абдрахманов Р.Ф., Кудряшева Ж.Н., Попов В.Г.** Применение математических методов при исследовании процессов смешения нефтепромысловых рассолов и речных вод // Водные ресурсы. – 1995. – Т. 22, № 1. – С. 23–25.

**Абдрахманов Р.Ф., Лемешев А.И., Абдрахманов Р.Р.** Гидроэнергетика малых рек Башкортостана // Вестник АН РБ. – 2003. – Т. 8, № 3. – С. 65–71.

**Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И.** Гидрогеоэкология г. Уфы / УНЦ РАН. – Уфа, 1993. – 45 с.

**Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.** Особенности формирования подземных солоноватых вод Западной Башкирии и перспективы использования их для целей ирригации. – Уфа: БФАН СССР, 1980. – 47 с.

**Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.** Гидрогеология Южного Предуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1985. – 124 с.

**Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.** Формирование подземных вод Башкирского Предуралья в условиях техногенного влияния. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. – 120 с.

**Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.** Минеральные лечебные воды Башкортостана. – Уфа: ГИЛЕМ, 1999. – 208 с.

**Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г., Иванова Н.К.** Мониторинг геологической среды в нефтедобывающих районах // Геологический сборник № 1 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2000. – С. 48–49.

**Абдрахманов Р.Ф., Салихов Д.Н., Ахметов Р.М.** Рудничные и подотвальные воды Южного Урала // Новые идеи в науках о Земле: Мат-лы совещ. – М.: Изд-во КДУ, 2005. – Т. 4. – С. 3.

**Абдрахманов Р.Ф., Хафизов А.Р., Кутлияров Д.Н.** Пути повышения безопасности водохранилищ Южного Урала // Природообустройство и рациональное природопользование — необходимые условия социально-экономического развития России: Сборник науч. трудов. – М.: МГУП, 2005. – Ч. 1. – С. 160–165.

**Аверьянов С.Ф.** Борьба с засолением орошаемых земель. – М.: Колос. 1978. – 288 с.

***Агроэкология.*** – М.: Колос, 2000. – 536 с.

**Айдаров И.П.** Регулирование водно-солевого и питательного режимов орошаемых земель. – М.: Агропромиздат, 1985. – 304 с.

**Акманов Р.Х.** Причины загрязнения пресных подземных вод районов нефтедобычи Башкирии. – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. – 122 с.

**Алекин О.А.** Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 442 с.

**Анисимов Б.В., Пухов А.Г.** Источники загрязнения пресных поверхностных и подземных вод на нефтепромыслах Татарии: Матер. научно-практ. конф. – Альметьевск, 1988. – С. 28–31.

**Аринушкина Е.В.** Руководство по химическому анализу почв. – М.: Изд-во МГУ, 1970. – 448 с.

**Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. – Уфа, 1998. – 156 с.

**Антипов-Каратаев И.Н., Кадер Г.М.** К мелиоративной оценке поливной воды, имеющей щелочную реакцию // Почвоведение. – 1961. – № 3. – С. 60–65.

**Афанасьева А.В., Горбунов А.Т., Шустеф И.Н.** Заводнение нефтяных месторождений при высоких давлениях нагнетания. – М.: Недра, 1975. – 215 с.

**Багоцкий С.В., Санин М.В., Эйнор Л.О.** Пестициды и их воздействие на водные экосистемы: Обзорная информация / ВНИИТЭИагропром. –М., 1992. – 48 с.

**Байков У.М., Галиев М.А.** Охрана природы на нефтепромыслах Башкирии. – Уфа: Башкнигоиздат, 1987. – 267 с.

**Балков В.А.** Влияние карста на сток рек Европейской территории СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 215 с.

**Балков В.А.** Водные ресурсы Башкирии. – Уфа: Башкнигоиздат, 1978. – 173 с.

**Баталов А.А., Мартьянов Н.А., Кулагин А.Ю.** Лесовосстановление на промышленных отвалах Предуралья и Южного Урала. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. – 140 с.

**Батанов Б.Н.** Техногенная деградация и изменение биопродуктивности почв в бассейне нижнего течения р. Белой: Автореф. дис. ... канд. с.-х. н. / БГАУ. Уфа, 1999. – 23 с.

**Бахирева Л.В., Жигалин А.Д., Карагодина М.В. и др.** Рациональное использование и охрана окружающей среды городов. – М.: Наука, 1989. – 91 с.

***Башкортостан:*** Краткая энциклопедия. – Уфа.: Изд-во Башкирская энциклопедия, 1996. – 672 с.

**Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В.** Геохимия окружающей среды. – М.: Недра, 1976. – 248 с.

**Бойков З.И.** Влияние орошения стоками свинокомплекса на агромелиоративное состояние чернозема // Гидротехника и мелиорация. – 1987. – № 10. – С. 53–57.

**Большаков В.Н., Садыков О.Ф.** Концепция формирования региональной системы экологической безопасности (на примере Урала) // Вестник АН СССР. – 1988. – № II. – С. 97–100.

**Буачидзе Г.И., Церцвадзе Л.А., Петриашвили Ш.Г., Чуткерашвили Д.Г.** Микробиологический метод утилизации отходов горного производства // Сергеевские чтения. – М., 2002. – Вып. 4. – С. 276–281

**Буданов Н.Д.** Гидрогеология Урала. – М.: Наука, 1964. – 304 с.

**Буданов М.Ф.** Требования к качеству оросительной воды // Водное хозяйство. – 1965. – Вып. 1. – С. 38–56.

**Буцыкин А.М., Дуцкий В.Г., Пономарев А.Г., Рева Л.П.** Технология орошения животноводческими стоками. – М.: Агропромиздат, 1987. – 160 с.

**Верзаков М.С., Костарев В.П.** Карст сульфатных отложений Рязано-Охлебининского вала // Карст Урала и Приуралья: Матер. Всеурал. совещ. – Пермь, 1968. – С. 17–21.

**Вернадский В.И.** Очерки геохимии. – М.; Л.: Горгеонефтеиздат, 1934. – 624 с.

**Виноградов А.П.** Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.

**Волков С.Н.** Гидрогеохимическая классификация атмотехногенного воздействия по редокс/pH-состоянию атмосферных осадков // Геохимия. – 1995. – № 5. – С. 621–628.

**Вострокнутов Г.А.** Временное методическое руководство по проведению геохимических исследований при геоэкологических работах / Уралгеология. – Екатеринбург, 1991. – 137 с.

**Всеволожский В.А.** Ресурсы подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности. – М.: Наука, 1973. – 88 с.

**Габбасова И.М.** Деградация и рекультивация почв Башкортостана. – Уфа: Гилем, 2004. – 284 с.

**Габбасова И.М., Абдрахманов Р.Ф., Батанов Б.Н.** Пирогенная деградация осушенных торфяных почв // Башкирский экологический вестник. – 1999. – № 4 (7). – С. 15–21.

**Габбасова И.М., Абдрахманов Р.Ф., Хабиров И.К., Хазиев Ф.Х.** Изменение свойств почв и состава грунтовых вод при загрязнении нефтью и нефтепромысловыми сточными водами в Башкортостане // Почвоведение. – 1997. – № 11. – С. 1362–1372.

**Габитов Г.Х., Мустафин С.К.** Проблемы мониторинга геологической среды объектов нефтегазодобычи Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. – Уфа, 2003. – Т. 2. – С. 212–214.

**Гаев А.Я.** Гидрогеохимия Урала и вопросы охраны подземных вод. – Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1989. – 368 с.

**Гаев А.Я., Щугорев В.Д., Бутолин А.П.** Подземные резервуары. – Л.: Недра, 1986. – 223 с.

**Гареев А.М.** Реки и озера Башкортостана. – Уфа: Китап, 2001. – 260 с.

***Геолого-экономическая карта*** Республики Башкортостан. 1:750 000. – Уфа: МПР РБ, 2002.

***Гидрогеологические*** и гидрогеохимические исследования при решении проблемы сброса промышленных стоков в глубокозалегающие карбонатные породы (на примере Куйбышевского Поволжья и Башкирии). – М.: Изд-во МГУ, 1972. – 350 с.

***Гидрогеологические*** исследования для захоронения промышленных сточных вод в глубокие водоносные горизонты / *Под ред. К.И. Антоненко, Е.Г. Чаповского*. – М.: Недра, 1976. – 312 с.

***Гидрогеология СССР*** / *Под ред. Е.И. Токмачева.* – М.: Недра, 1972. – Т. 43. – 272 с.

***Гидрогеология СССР*** / *Под ред.В.Ф. Прейса*. – М.: Недра, 1972. – Т. 14. – 648 с.

***Гидрогеология СССР*** / *Под. ред. Б.А. Зубровой*. – М.: Недра, 1972. – Т. 15. – 344 с.

**Гирфанов В.К., Ряховская Н.Н.** Микроэлементы в почвах Башкирии и эффективность микроудобрений. – М.: Наука, 1975. – 172 с.

**Глазовская М.А., Макунина А.А., Павленко И.А. и др.** Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 184 с.

**Голованов А.И., Сурикова Т.И., Сухарев Р.И., Зимин Ф.М.** Основы природообустройства. – М.: Колос, 2001. – 264 с.

**Голуб М.Л.** Геохимическая характеристика рыхлых отложений и вторичного ореола на Маканском медноколчеданном месторождении // Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала: Сборник статей. – Уфа: БФАН СССР, 1970. – Вып. 10. – С. 175–181.

**Гольдберг В.М.** Взаимосвязь загрязнения подземных вод и природной среды. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 248 с.

**Гольдберг В.М., Газда С.** Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. – М.: Недра, 1984. – 262 с.

**Гольдберг В.М., Скворцов Н.П.** Проницаемость и фильтрация в глинах. – М.: Недра, 1986. – 160 с.

***Государственный доклад*** о состоянии окружающей природной среды Республики Башкортостан в 2002 году / Госком. РБ по охр. окр. среды. – Уфа, 2003. – 207 с.

***Государственный доклад*** о состоянии окружающей природной среды Республики Башкортостан в 2003 году / Госком. РБ по охр. окр. среды. – Уфа, 2004. – 157 с.

**Гусев А.А.** Оборотное водоснабжение и складирование хвостов на ОАО «Учалинский ГОК» // Известия вузов. Горный журнал. – Екатеринбург: УГГГА, 2004. – № 3. С. 35–40.

**Дзюба А.А., Шпейзер А., Борисов В.Н. и др.** Роль рассолов в гидрохимическом режиме рек. – Новосибирск: Наука, 1987. – 86 с.

***Диоксины*** в окружающей среде: Научный доклад по загрязнениям № 27. – Лондон: Ее Величества правительственное издательство, 1990. – 130 с.

***Диоксины***: Экологические проблемы и методы анализа / ИППЭиП. – Уфа, 1995. – 360 с.

**Дривер Дж.** Геохимия природных вод. – М.: Мир, 1985. – 440 с.

**Дэвис Дж.** Статистический анализ данных в геологии. – М.: Недра, 1990. – Т. 2. – 426 с.

**Емельянов Б.М.** Раскрывая первые страницы. – Екатеринбург: Уральский рабочий, 1997. – 343 с.

**Емлин Э.Ф.** Техногенез колчеданных месторождений Урала. – Свердловск: Изд-во Уральского ун-та, 1991. – 253 с.

**Емлин Э.Ф.** Кадмий в геотехносфере Урала. – Екатеринбург: УГГГА, 1997. – 283 с.

**Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Исакович И.З.** Минералогические исследования околорудных ореолов. – М.: Недра, 1987. – 159 с.

**Журенко Ю.Е., Рождественский А.П., Романов В.А. и др.** Системы разрывных нарушений и тектоническая трещиноватость на Южном Урале и их соотношение с планетарной трещиноватостью // Матер. по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья / ИГ БФАН СССР. – Уфа, 1976. – С. 39–45.

**Зайнуллин Х.Н.** Бурибаевское рудоуправление как модельный объект влияния на подземные и поверхностные воды горнорудных предприятий Южного Урала // Чистая вода России: Матер. междунар. симпозиума. – Екатеринбург, 1997. – С. 35–36.

**Зайнуллин Х.Н., Абдрахманов Р.Ф., Ибатуллин У.Г., Минигазимов И.Н., Минигазимов Н.С.** Обращение с отходами производства и потребления. – Уфа: Диалог, 2005. – 292 с.

**Зайнуллин Х.Н., Абдрахманов Р.Ф., Савичев Н.А.** Утилизация промышленных и бытовых отходов (на примере Уфимской городской свалки). – Уфа: УНЦ РАН, 1997. – 235 с.

**Зхус И.Д.** Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. – М.: Наука, 1966. – 280 с.

**Израэль Ю.А., Василенко В.Н., Дликман И.Ф. и др.** Загрязнение окружающей среды бенз(а)пиреном и канцерогенная нагрузка на человека // Докл. АН СССР. – 1992. – Т. 325, № 2. – С. 264–266.

**Кабата-Пендиас А., Пендиас Х.** Микроэлементы в почвах и растениях. – М.: Мир, 1989. – 439 с.

**Кавеев И.Х., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С. и др.** Главные факторы проблемы мониторинга геологической среды Волго-Камской антеклизы Восточно-Европейской платформы // Мониторинг геологической среды. Активные эндогенные и экзогенные процессы. – Казань: Изд-во КГУ, 2000. – С. 25–35.

***Карст Башкортостана*** */ Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В.Г. Попов, А.П. Рождественский, А.И. Смирнов, А.И. Травкин*. – Уфа: Информреклама, 2002. – 383 с.

**Кац Д.М.** Влияние орошения на грунтовые воды. – М.: Колос, 1976. – 271 с.

**Кирюхин В.А., Никитина Н.Б., Судариков С.М.** Гидрогеохимия складчатых областей. – Л.: Недра, 1989. – 253 с.

***Климат Уфы***. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 119 с.

**Козловский Ф.И.** Структурно-функциональная и математическая модель миграционных ландшафтно-геохимических процессов // Почвоведение. – 1972. – № 4. – С. 122–138.

**Корякина В.Ф.** Микроэлементы на сенокосах и пастбищах. – Л.: Колос, 1974. – 168 с.

**Косарев А.М., Пучков В.Н.** Особенности распределения K, Ti и Zr в силурийско-каменноугольных вулканогенных формациях Южного Урала в связи с поведением палеозойской зоны субдукции // Ежегодник–1996 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1997. – С. 186–191.

**Костяков А.Н.** Основы мелиорации. – М.: Сельхозгиз, 1951. – 750 с.

**Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М.** Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: Наука, 2004. – 677 с.

**Лебедева Н.А.** Естественные ресурсы подземных вод Московского артезианского бассейна. – М.: Наука, 1972. – 148 с.

**Левченко В.М.** О растворимости сульфата кальция // Гидрохимические материалы. – 1950. – Т. 17. – С. 69–73.

**Линник П.Н.** Формы нахождения тяжелых металлов в природных водах — составная часть эколого-токсикологической характеристики водных экосистем // Водные ресурсы. – 1989. – № 1. – С. 123–124.

**Ломизе Г.М.** Фильтрация в трещиноватых породах. – М.; Л.: Госэнергоиздат, 1951. – 127 с.

**Лыкошин А.Г.** Павловская плотина на реке Уфа // Геология и плотины. – М.; Л.: Госэнергоиздат, 1959. – Т. 1. – С. 35–60.

**Лыкошин А.Г.** Карст и гидротехническое строительство. – М.: Стройиздат, 1968. – 183 с.

**Лыкошин А.Г., Соколов Д.С.** Развитие карста в юго-западной части Уфимского плато // Бюлл. МОИП. – 1954. – Т. XXIX, № 1. – С. 35–47

**Максимов М.И.** Мероприятия по улучшению системы разработки Туймазинского нефтяного месторождения // Разработка нефтяных месторождений Башкирии. – М.: Гостоптехиздат, 1959. – С. 16–36.

**Максимович Г.А., Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Костарев В.П.** Условия формирования и карстовые пещеры известковых туфов Западной Башкирии // Пещеры. – Пермь, 1976. – Вып. 16. – С. 88–96.

**Маркина Н.К., Цыгуткин С.Г., Чавырь З.А.** Гидрогеологические обоснования защиты р. Белой от загрязнения подземным стоком // Моделирование и контроль качества вод: Сб. науч. трудов. – Харьков, 1988. –С. 158–162.

**Мартин В.И.** Гидрогеология и типы карста Башкирии: Автореф. дис. ... канд геол.-мин. наук. – Пермь, 1975. – 31 с.

***Методические рекомендации*** по оценке риска аварий ГТС водохранилищ и накопителей промышленных отходов / ГНЦ РФНИИ ВОДГЕО. – М., 2000. – 33 с.

***Минералогическая энциклопедия*** / *Под ред. К. Фрея.* – Л.: Недра, 1985. – 512 с.

**Минигазимов И.Н.** Защита окружающей среды от негативного воздействия отходов переработки горнорудного сырья (на примере ОАО «Минудобрения»): Автореф. дис. ... канд. техн. наук. – Пермь, 2002. – 21 с.

**Минигазимов Н.С.** Нефть и тяжелые металлы (экологические аспекты) // Башкирский экологический вестник. – 1999. – № 2 (5). – С. 24–30.

**Минигазимов Н.С.** Охрана и рациональное использование водных ресурсов в нефтяной промышленности: Автореф. дис. д-ра техн. наук. – Екатеринбург, 2000. –45 с.

**Можейко А.М., Воротник Т.К.** Гипсование солонцеватых каштановых почв УССР, орошаемых минерализованными водами, как метод борьбы с осолонцеванием этих почв // Материалы по изучению почв юга УССР и их плодородия. – Харьков, 1958. – С. 11–208. – (Тр. Укр. НИИ почвоведения; Т. III).

**Мурзакаев Ф.Г., Максимов Г.Г.** Химизация нефтегазодобывающей промышленности и охрана окружающей среды. – Уфа: Башкнигоиздат, 1989. – 176 с.

**Мустафин С.К., Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М.** Техногенная трансформация геологической среды районов деятельности предприятий горнодобывающей промышленности Республики Башкортостан // Техногенная трансформация геологической среды: Матер. Междун. научно-практ. конф. – Екатеринбург, 2002. – С. 153–156.

**Мустафин С.К., Минигазимов Н.С., Абдрахманов Р.Ф. и др.** Ртуть как супертоксикант горнорудных районов республики Башкортостан // Эколого-гигиенические проблемы Уральского региона: Матер. II Рос. научно-практ. конф. – Уфа, 1997. – С. 221–225.

**Мятиев А.Н.** Теория напорного движении подземных вод к колодцам // Изв. Туркм. фил. АН СССР. – 1950. – № 1. – С. 40–48.

**Николаева Т.А., Ицкова И.А.** Водоснабжение в сельской местности. – М.: Медицина, 1973. – 135 с.

**Никаноров А.М., Федоров Ю.А.** Стабильные изотопы в гидрохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 247 с.

**Огильви А.Н.** К вопросу о методике изучения минеральных источников // Тр. Бальнеологического ин-та на Кавказ. минеральных водах. – 1925. – Т. 2. – С. 3–7.

**Орлов Д.С.** Химия почв. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 376 с.

**Орлов Д.С., Малинина М.С., Мотузова Г.В. и др.** Химическое загрязнение почв и их охрана: Словарь-справочник. – М.: Агропромиздат, 1991. – 303 с.

**Осипов В.И.** Реформы глазами эколога // Вестник Российской АН. – 2003. – Т. 73, № 12. – С. 1061–1067.

**Петровская Н.В.** Минералогия и геохимия селена, теллура, индия и кадмия. – М., 1958. – 86 с.

**Петровская Н.В.** Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Труды ЦНИГРИ. – 1961. – Вып. 40. – С. 56–103.

**Перельман А.И.** Геохимия ландшафта. – М.: Географгиз, 1961. – 496 с.

**Пиковский Ю.И., Веселовский В.А., Вшивцев В.А. и др.** Геохимическое и экологическое изучение нефтяных потоков в зоне влажных субтропиков // Миграция загрязняющих веществ в почвах и сопредельных средах: Матер. IV Всесоюз. совещ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – С. 64–69.

**Питьева К.Е.** Гидрогеологические аспекты охраны геологической среды. – М.: Наука, 1984. – 221 с.

**Плотников Н.И.** Техногенные изменения гидрогеологических условий. – М.: Недра, 1989. – 268 с.

**Поляков В.А.** Использование изотопных методов при оценке защищенности подземных вод от загрязнений // Применение геофизических методов для решения геоэкологических задач. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1991. – С. 20–36.

**Попов В.Г.** Формирование подземных вод северо-западной Башкирии. – М.: Наука, 1976. – 160 с.

**Попов В.Г.** Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. – М.: Наука, 1985. – 278 с.

**Попов В.Г.** Литолого-гидрогеохимические последствия ионообменных процессов в седиментационных бассейнах (на примере Волго-Уральского бассейна) // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 1. – С. 48–59.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Трещиноватость верхнепермских пород Бугульмино-Белебеевской возвышенности // Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. – Уфа: БФАН СССР, 1977. – С. 86–92.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Закономерности распределения и накопления фтора в природных водах Башкирского Предуралья (в связи с проблемой водоснабжения). – Уфа: БФАН СССР, 1979. – 48 с.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Гидрогеологическая оценка глинистых пород Западной Башкирии // Материалы по геологии и геоморфологии Урала и Приуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1987. – С. 83–89.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Геохимия обменно-адсорбционных процессов / БНЦ УрО АН СССР. – Уфа, 1990. – 56 с.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Роль обменно-адсорбционных свойств глинистых пород в метаморфизации подземных вод // Геоэкология. – 1996. – № 1 –С. 85–97.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Исследование процессов смешения подземных вод в природных и техногенно нарушенных условиях // Водные ресурсы. – 1997. – Т. 24, № 6. – С. 655–663.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф.** Ассинские минеральные воды на Южном Урале // Отечественная геология. – 1999. – № 5. – С. 63–66.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Иванова Е.В.** Оценка эколого-гидрохимического состояния районов разработки нефтяных месторождений // Водные ресурсы. – 1996. – Т. 23, № 6. – С. 716–722.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Иванова Н.К.** Эколого-гидрогеохимические последствия процессов нефтедобывающего техногенеза и методы их исследования // Матер. конф. «Сергеевские чтения». – М., 2002. – Вып. 4. – С. 331–335.

**Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Тугуши И.И.** Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере / БНЦ УрО РАН. – Уфа, 1992. – 156 с.

**Попов В.Г., Букин И.И., Абдрахманов Р.Ф. и др.** Техногенные изменения в подземной гидросфере районов нефтяных месторождений Урало-Поволжья // Аллохтонные структуры в земной коре и связь с ними полезных ископаемых / БФАН СССР. – Уфа, 1987. – С. 93–97.

**Попов В.Г., Егоров Н.Н.** Гелиевые исследования в гидрогеологии. – М.: Наука, 1990. – 168 с.

**Посохов Е.В.** Общая гидрогеохимия. – Л.: Недра, 1975. – 208 с.

**Посохов Е.В.** Ионный состав природных вод. Генезис и эволюция. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 256 с.

***Почвы Башкортостана***. – Уфа: Гилем, 1997. – Т. 2. – 328 с.

**Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

**Пучков В.Н., Абдрахманов Р.Ф.** Особенности газогидро-геотермальных явлений горы Янгантау и прилегающих территорий // Литосфера. – 2003. – № 4. – С. 65–77.

**Пшеничный Г.Н.** Минеральные типы и гипогенная зональность руд Узельгинского колчеданного месторождения // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1982. – С. 20–33.

**Роговская Н.В.** Опыт фильтрационных исследований на массивах орошения // Советская геология. – 1955. – Вып. 44. – С. 34–36.

**Роговская Н.В.** Карта естественной защищенности подземных вод от загрязнения // Природа. – 1976. – № 3. – С. 57–61.

**Рождественский А.П.** Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. – М.: Наука, 1971. – 303 с.

**Рождественский А.П.** Новейший орогенез и формирование Уральских гор // Геологический сборник № 1 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2000. – С. 22–24.

**Рыбаков Ю.С.** Охрана и предотвращение загрязнения водных объектов от стока с техногенных образований: Автореф. дис. ... д-ра техн. наук / РосНИИВХ. – Екатеринбург, 1998. – 39 с.

**Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др.** Геохимия окружающей среды. – М.: Недра, 1990. – 335 с.

**Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.** Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. – 318 с.

**Смирнов А.И.** Проявления экзогенных геологических процессов на Южном Урале и в Предуралье (интенсивность распространения и активность развития): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук / Гос. университет. – Пермь, 1998. – 17 с.

**Смольянинов Н.А.** Практическое руководство по минералогии: Учеб. пособие/ 2-е изд. – М.: Недра, 1972. – 355 с.

**Соколов Д.С.** Основные условия развития карста. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 322 с.

**Сопко П.Ф., Бобохов А.С., Серавкин И.Б. и др.** Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. – М.: Наука, 1975. – 227 с.

**Старова Н.В., Абдрахманов Р.Ф., Салихов Д.Н. и др.** Проблемы экологии и принципы их решения на примере Южного Урала. – М.: Наука, 2003. – 287 с.

**Старова Н.В., Абдрахманов Р.Ф., Шигапов З.Х., Салихов Д.Н.** Механизмы естественной защиты растительных экосистем от радиации // Докл. РАН. – 2002. – Т. 385, № 6. – С. 845–849.

**Старова Н.В., Мукатанов А.Х., Абдрахманов Р.Ф. и др.** Биоценотическая характеристика хвойных лесов и мониторинг лесных экосистем Башкортостана. – Уфа: Гилем, 1998. – 308 с.

**Старова Н.В., Салихов Д.Н., Абдрахманов Р.Ф.** Геохимия в экологии и эволюции // Докл. РАН. – 2001. – Т. 381, № 6. – С. 818–821.

**Страхов Н.М.** Известково-доломитивые фации современных и древних водоемов // Труды ГИН АН СССР. Сер. Геол. – 1951. – Вып. 124 (№ 45). – 357 с.

**Ступишин А.В.** Карбонатный карст Среднего поволжья // Карст в карбонатных породах. – М.: Изд-во МГУ, 1972. – С. 115–121. – (Тр. МОИП; Т. 47).

**Табаксблат Л.С.** Гидрогеохимия микроэлементов минеральных месторождений Урала: Автореф. дис. ... д-ра г.-м. наук / НИПИНефть. – Тюмень, 1999. – 47 с.

**Табаксблат Л.С.** Гидрогеохимическая трансформация гидросферы Урала — следствие специфического техногенеза минеральных месторождений// Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия: Матер. междунар. научн. конф. – Томск: Изд-во НТЛ, 2000. – С. 60–63

**Тагиров И.А.** Новые данные о геологическом строении Магнитогорского синклинория // Тектоника и нефтеносность Урала и Приуралья / БФАН СССР. – Уфа. 1978. – С. 7–11.

**Тараборин Д.Г.** Аномальная радиоактивность месторождений твердых полезных ископаемых Южного Урала (Оренбургская область) как фактор осложнения радиационной обстановки в регионе // Отечественная геология. – 2004. – № 5. – С. 29–34.

**Тихонов А.И., Толстихин Г.М., Чалов П.И.** Уран-изотопный метод изучения процессов техногенного загрязнения подземных вод (на примере отстойника химического предприятия) // Водные ресурсы. – 1991. – № 2. – С. 196–203.

**Трофимов В.Т.** Итоги и задачи развития экологической геологии // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. – 2004. – С. 44–51

**Тютюнова Ф.И.** Гидрогеохимия техногенеза. – М.: Наука, 1987. – 335 с.

**Фасхутдинов В.З., Мустафин Р.Ф.,** Метановое сбраживание отходов: состояние и резервы // Решение проблем стабилизации сельскохозяйственного производства на современном этапе развития: Матер. докл. Межвуз. научно-практ. конф. – Уфа, 1999. – С. 106–107.

**Фаткуллин Р.А.** Некоторые данные о связи густоты планетарной трещиноватости с неотектоникой (на примере южной части восточного склона Южного Урала) // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья / ИГ БФАН СССР. – Уфа, 1976. – С. 72–76.

**Фаухутдинов А.А.** Экологическая оценка влияния горнорудного комплекса на окружающую среду Башкирского Зауралья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук / РосНИВХ. – Екатеринбург, 1999. – 19 с.

**Федоров Л.А.** Диоксины как экологическая опасность; ретроспектива и перспективы. – М.: Наука, 1993. – 266 с.

**Хвесик М.А.** Охрана водных ресурсов при орошении очищенными сточными водами в условиях Харьковской области // Водные ресурсы. – 1989. – № 3. – С. 159–166.

**Хегай С.Д., Ракутин Ю.В.** Изучение движения нагнетаемых вод с помощью индикатора трития // Вопросы геологии, разработки нефтяных месторождений, гидродинамики и физики пласта. – Л.: Недра, 1968. – С. 222–231.

**Ходьков А.Е., Валуконис Г.Ю.** Формирование и геологическая роль подземных вод. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. – 216 с.

**Черняев А.М., Сирман А.П.** Ресурсы и гидрохимия шахтных вод Урала и их использование в народном хозяйстве. – Челябинск: Южно-Уральское кн. изд-во, 1976. – 232 с.

**Черняев А.М., Черняева Л.Е.** Очерки по гидрохимии подземных вод. – Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во, 1973. – 196 с.

**Черняев А.М., Черняева Л.Е., Бабченко В.Н.,** Гидрохимия малых, редких и рассеянных элементов (Южный Урал, Зауралье и Казахстан). – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 164 с.

**Черняева Л.В., Черняев А.М., Могиленских А.К.** Химический состав атмосферных осадков (Урал и Приуралье). – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 179 с.

**Шестаков В.М.** Динамика подземных вод. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 368 с.

**Шестаков В.М., Пашковский И.С, Сойфер А.М.** Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. – М.: Недра, 1982. – 244 с.

**Юсупов Б.М., Яруллин К.С., Ишерская М.В.** Структура и нефтеносность стратиграфических комплексов Западной Башкирии. – М.: Наука, 1974. – 162 с.

## Содержание

**Введение** ..... 3
**Глава 1. Природные условия** ..... 5
1.1. Рельеф ..... 5
1.2. Климат ..... 13
1.3. Речная сеть ..... 20
1.4. Почвы и растительность ..... 35
1.5. Геолого-структурные условия ..... 39
1.6. Гидрогеологические условия ..... 45
**Глава 2. Защищенность подземных вод** ..... 59
2.1. Факторы защищенности подземных вод ..... 59
2.2. Водопроницаемость глинистых пород ..... 60
2.3. Трещиноватость горных пород ..... 72
2.4. Закарстованность горных пород ..... 77
2.5. Оценка защищенности пресных подземных вод от загрязнения через зону аэрации ..... 96
2.6. Районирование Башкортостана по условиям защищенности подземных вод ..... 104
**Глава 3. Отходы производства и типизация источников техногенного влияния на подземную гидросферу** ..... 112
3.1. Современное состояние образования и размещения отходов в Республике Башкортостан ..... 112
3.2. Типизация источников техногенного влияния на подземную гидросферу ..... 123
**Глава 4. Влияние техногенеза на подземную гидросферу урбанизированных территорий** ..... 152
4.1. Общая характеристика природных условий территории г. Уфы ..... 152
4.2. Особенности распространения карста ..... 161
4.3. Геохимическое состояние подземных вод ..... 173
4.4. Эколого-геохимическое значение Уфимской городской свалки ..... 180
**Глава 5. Эколого-гидрогеологические последствия нефтедобывающего техногенеза** ..... **199**
5.1. Влияние техногенеза на нижний гидрогеологический этаж ..... 199

5.2. Влияние техногенеза на верхний гидрогеологический этаж ..... 207
5.3. Геохимические особенности зоны пресных вод ..... 223
5.4. Геохимический мониторинг подземных вод с использованием тренд-анализа ..... 233
5.5. Использование гелиевого метода для решения гидрогеоэкологических задач ..... 241
5.6. Оценка влияния нефтепромысловых рассолов на качество речных вод с применением математических методов ..... 247
**Глава 6. Гидрогеоэкология горнорудных районов** ..... 255
6.1. Общая характеристика предприятий горной отрасли ..... 255
6.2. Геолого-геохимическая характеристика горнопромышленных районов ..... 259
6.3. Минеральный и химический состав руд основных месторождений ..... 264
6.4. Отходы горного производства ..... 266
6.5. Загрязнение компонентов окружающей среды ..... 277
**Глава 7. Подземные воды районов деятельности агропромышленных предприятий** ..... 285
7.1. Формирование состава подземных вод в районах утилизации стоков крупных животноводческих комплексов ..... 285
7.2. Гидрогеохимическое состояние мелиорируемых земель ..... 298
7.3. Проблемы рекультивации техногенно нарушенных земель ..... 313
**Заключение. Гидрогеомониторинг и основные закономерности изменения состояния подземной гидросферы** ..... 324
**Литература** ..... 329

## Contents

**Introduction** ..... 3
**Chapter 1. Physico-geographical features** ..... 5
1.1. Landscape ..... 5
1.2. Climate ..... 13
1.3. River net ..... 20
1.4. Soils and vegetattion ..... 35
1.5. Geosructural features ..... 39
1.6. Hydrogeological conditions ..... 45
**Chapter 2. Subsurface water protection** ..... 59
2.1. Factors of subsurface water protection ..... 59
2.2. Water-absorption of argillaceous rocks ..... 60
2.3. Fissuring of argillaceous rocks ..... 72
2.4. Argillaceous rocks' stratification ..... 77
2.5. Evaluation of fresh subsurface water protection against pollution through the airing zone ..... 96
2.6. Division of Bashkorotstan into districts according to the subsurface water protection ..... 104
**Chapter 3. Industrial wastes and sources of technological consequences on subsurface hydrosphere** ..... 112
3.1. The existing system of education and wastes distribution in the Republic of Bashkorotostan ..... 112
3.2. Sources of technological consequences on subsurface hydrosphere ..... 123
**Chapter 4. Consequences of technogrnrsis on subsurface hydrosphere of urbanized areas** ..... 152
4.1. The general physico-georaphical features of the Ufa's territoty ..... 152
4.2. Peculiarities of fissuring ..... 161
4.3. Geochemical characterisitcs of subsurface water ..... 173
4.4. Ecological and geochemical characteristics of of the Ufa-city dust-heap ..... 180
**Chapter 5. Ecological and hydrogeological consequences after oil-extracting technogenesis** ..... 199
5.1. Technogenesis consequences on the lower hydrogeological layer ..... 199

5.2. Technogenesis consequences on the upper hydrogeological layer ..... 207
5.3. Geochemical peculiarities of fresh water areas ..... 223
5.4. Trend analisys in geochemical monitoring of fresh water .... 233
5.5. Helium method in solving of hydro- and geoecological problems ..... 241
5.6. Mathematical methods of calculating oil-extracting brines and their consequences on river water quality ..... 247
**Chapter 6. Hydrogeoecology of mining areas** ..... 255
6.1. General characteristics of mining enterprises ..... 255
6.2. Geological and geochemical description of mining areas .... 259
6.3. Mineral and chemical substance of ore in the main mining areas ..... 264
6.4. Mining industry wastes ..... 266
6.5. Environment pollution ..... 277
**Chapter 7. Subsurface water in farming areas** ..... 285
7.1. Subsurface water compound in the areas of utilization of waste water from large livestock-breeding farms ..... 285
7.2. Hydrogeochemical conditons of cultivated land ..... 298
7.3. Improvement of techologically impoverished soils ..... 313
**Conclusions** ..... 324
**Bibliography** ..... 329

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Фонда фундаментальных исследований Академии Наук РБ,
ГУП «Башмелиоводхоз»,
ООО «Аргон»

---

**Рафил Фазылович Абдрахманов**

# Гидрогеоэкология Башкортостана

Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геологии
Уфимского научного центра РАН (Протокол № 6 от 04 октября 2005 г.)

---

Подписано в печать с готовых оригинал-макетов. //.//.//.
Формат бумаги 60×90 $^{1}/_{16}$. Печать офсетная. Усл. печ. л. //.

Отпечатано в тип. «Информреклама». Тираж 250 экз. Заказ № ///.
450077, г. Уфа, ул. Ветошникова, 97. Тел.: (3472) 520–194. E-mail: reklama@ufacom.ru